## РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Российский фонд фундаментальных исследований

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР РАН



# ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Под редакцией академика РАН В.В. Адушкина и профессора Г.Г. Кочаряна

Материалы второго Всероссийского семинара-совещания г. Москва, 18–21 июня 2013 г.

Москва ГЕОС 2013 ББК 26.3 Т 98 УДК 550.34; 550.37; 551.24

**Триггерные эффекты в геосистемах** (Москва, 18-21 июня 2013 г.): материалы второго Всероссийского семинара-совещания / Ин-т динамики геосфер РАН; под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2013. 342 с. ISBN 978-5-89118-641-5

Второй Всероссийский семинар-совещание «Триггерные эффекты в геосистемах» был организован и проведен Институтом динамики геосфер РАН (Москва) 18–21 июня 2013 г. при финансовой поддержке РФФИ и ОНЗ РАН. Цель семинара – рассмотрение актуальных вопросов воздействия природных и антропогенных факторов на различные геосферы и геосистемы, находящиеся в субкритическом состоянии. В семинаре-совещании приняли участие свыше 90 ученых и специалистов из более чем 15 организаций, включая ИДГ РАН, ИФЗ РАН, ИВТАН, ИЗК СО РАН, ИФПМ СО РАН, МГУ и др.

За три года, прошедшие с момента первого семинара, разрабатываемая тематика существенно расширилась. Фундаментальная постановка вопроса о триггерном эффекте в науках о Земле нашла практическое воплощение в таких задачах, как прогноз сейсмических активизаций, влияние экзогенных воздействий на режим деформирования разломных зон, обеспечение безопасных условий строительства и эксплуатации наземных и подземных инженерных сооружений, проблемы литосферно-ионосферного взаимодействия, ряд задач оборонного характера.



Издание осуществляется при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 13-05-06039\_г.

Издание РФФИ не подлежит продаже.

©ИДГ РАН, 2013 ©ГЕОС, 2013

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
ОБЗОРНЫЕ ДОКЛАДЫ	9
Сильные природно-техногенные землетрясения как особый вид триггерной сейсмичности ( <i>B.B. Адушкин</i> )	. 10
Режим деформирования разломных зон и инициирующий потенциал	
сейсмических колебаний (Г.Г. Кочарян, А.А. Остапчук, Д.В. Павлов)	. 34
Деформационные волны как триггерный механизм активизации разломов в сейсмических зонах континентальной литосферы ( <i>С.И. Шерман</i> )	. 46
при падении порового давления (дабораторные исследования)	
(С.Б. Турунтаев, Е.В. Зенченко, О.Ю. Мельчаева, И.Д. Шовкун)	. 54
Натурные эксперименты с применением техногенных воздействий	
на разрывные нарушения в геологической и ледовой средах (В.В. Ружич) Триггеры волновой активности литосферы и магнитосферы (А.В. Гульельми,	. 66
О.Д. Зотов)	. 76
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРИГГЕРНОГО ЭФФЕКТА	. 85
Количественная оценка инициирующего и тригтерного воздеиствии, гео-	06
динамические следствия их приложения (А.А. Авагимов, Б.А. Зеигирник)	. 00
на сейсмическое возлействие (В Л. Барабанов)	94
Суточная периоличность представительных землетоясений	. 71
(А.В. Дещеревский, А.Я. Сидорин)	102
Поиск приливных эффектов в сейсмичности на фоне суточной	
периодичности землетрясений (А.В. Дещеревский, А.Я. Сидорин)	110
Приливная модуляция сейсмических шумов: альтернатива триггерному	
механизму (В.А. Салтыков, В.Ю. Зайцев, Л.А. Матвеев)	119
Вариации сейсмического режима магистральных ледовых трещин Байкала	
(В.В. Ружич, Е.Н. Черных, Е.А. Левина, Е.И. Пономарева)	127
Влияние структурных свойств нарушения сплошности на режим сдвигового деформирования (А.А. Остапчук, Г.Г. Кочарян, В.К. Марков, Д.В. Павлов, <i>H В. Салтыков</i> )	134
Триггерные процессы: метолические аспекты участие флюилов	154
(И.Г. Киссин)	146
Реакция системы пласт-скважина на сейсмическое воздействие	
(А.Н. Беседина, Е.А. Виноградов, Э.М. Горбунова, Г.Г. Кочарян,	
В.К. Марков, Д.В. Марков, Л.М. Перник, Н.А. Садриева)	153

4	
месторождения Плато Расвумчорр (Хиоинский интрузив) (Л.А. Сим, Д.В. Жиров, П.А. Корчак, С.А. Жукова)	2
Связь тектонических напряжений и техногенных землетрясений на приме	epe
вибрационного источника (Ю.И. Колесников, Е.А. Хогоев, Е.Е. Хогоев	a)2
месторождениях (В.А. Еременко) Влияние мошных вибращий на сейсмоэмиссионные процессы в ближней зо	2 эне
явлений при проведении крупномасштабных взрывов на удароопасны	x
Исследование формирования зон концентрации напряжений и динамическ	ИХ
(О.Н. Галаганов, Т.В. Гусева, И.С. Крупенникова, А.Н. Мокрова)	2
Деформационные процессы, инициированные перемещением водных мас	cc
ТЕХНОГЕННЫМИ ВОЗДЕЙСТВИЯМИ	2
ИНИЦИИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ	
атмосферным давлением (б.1. Слунгин)	4
Эффекты триггерного инициирования микросейсмической эмиссии	~
В.А. Харламов, С.Б. Кишкина)	2
в приповерхностном слое земной коры (С.П. Соловьев, Д.Н. Локтев,	_
Комплексный подход в изучении геофизических процессов	
региона ВЕП) (А.А. Никонов)	2
условий в возбуждении сейсмических событий (на примере Балтийско	ого
Прямой и опосредованный триггерные эффекты перепалов атмосферных	
А А Спикак В А Хапламов)	2
эффекты (А.Н. Камиилин, Р.М. Насимов, Е.Н. Волкова)	2
Механоэлектрические преобразования в горных породах и триггерные	~
ваний в геосреде (Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев)	2
мощными импульсами тока к моделям электромеханических преобраз	80-
От наблюдений перераспределения сейсмичности при зондировании кори	Ы
(В.В. Адушкин, С.А. Рябова, А.А. Спивак, В.А. Харламов)	2
О возможном влиянии геомагнитных варианий на сейсмический фон	2
ВАРИАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬ	2
диффузионного подхода к ссисмичности (А.В. Попова, О.В. Шереметье	<i>сви</i> ). I
модель пластических течении в зонах суодукции, рассматриваемая в рам	IKax
разрывном сдвиге основания фундамента (Ю.П. Стефанов, Р.А. Бакес	26) 1
Структура и этапы формирования разломной зоны в слое геосреды при	
слоистых сред (Ю.Л. Ребецкий)	1
напряженного состояния в приложении к проблемам тектоники	
Принцип минимума потенциальной энергии гравитационного	
Триггер-эффекты и региональная геодинамика (М.Г. Леонов)	
АСПЕКТЫ ТРИГГЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ	1
ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЛИНАМИЧЕСКИЕ	
В.А. Новиков)	1
(Е.А. Виноградов, Э.М. Горбунова, В.Ю. Рикман, И.С. Свинцов,	

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ВЕРХНИХ ГЕОСФЕРАХ ЗЕМ	<b>IЛИ</b> 301
Исследование метеорологических эффектов в вариациях ионосферн	ных
параметров (В.И. Куркин, М.А. Черниговская, Н.П. Перевалова,	
Н.М. Полех, Н.А. Золотухина, Б.Г. Шпынев, К.Г. Ратовский,	
А.В. Ойнац, А.С. Полякова)	
Отображение геодинамических процессов в параметрах сингулярно	ого
источника тока. По данным измерений магнитного поля обсерва	порий
Японии 2006–2011 гг. (Л.Ф. Московская)	
Триггерное возбуждение УНЧ волн в магнитосфере Земли (В.А. Пи	липенко)318
Результаты анализа инструментальных наблюдений аномальных	
геомагнитных возмущений, наведенных землетрясениями в геос	сферах
(П.Е. Собисевич А.П. Собисевич К.Х. Канониди)	329

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Подготовка катастрофического явления происходит, как правило, в течение длительного времени и является детерминированным процессом. При этом, достигнув состояния метастабильности, система способна длительное время сохранять равновесие. Однако сам момент динамического события во многом случаен и может определяться внешними по отношению к рассматриваемой системе, порой довольно слабыми воздействиями. Инициирующее событие может иметь место за некоторое время до основного, а на заключительном этапе изменение скорости процесса может происходить без каких-либо явных внешних воздействий за счет потенциала, постепенно накопленного на стабильной стадии. В силу этого, прогноз катастрофических явлений встречает большие трудности, а тема инициирования динамических событий вызывает неизменный интерес.

Второй Всероссийский семинар-совещание «Триггерные эффекты в геосистемах» был организован и проведен Институтом динамики геосфер РАН (Москва) 18-21 июня 2013 г. при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Отделения наук о Земле РАН. Цель семинара – рассмотрение актуальных вопросов воздействия природных и антропогенных факторов на различные геосферы и геосистемы, находящиеся в субкритическом состоянии.

В семинаре-совещании приняли участие свыше 90 ученых и специалистов из более чем 15 организаций, включая ИДГ РАН, ИФЗ РАН, ИВТАН, ИЗК СО РАН, ИФПМ СО РАН, МГУ и др. Было заслушано 58 устных докладов и 14 стендовых презентаций, в которых были представлены достижения исследовательских групп, работающих в России по таким направлениям, как

- Экзогенное инициирование деформационных процессов и сейсмичности. Триггерные эффекты приливных явлений.
- Структура и свойства разломных зон. Связь с сейсмичностью.
- Триггерные эффекты в геологии и геодинамике.
- Мониторинг напряженно-деформированного состояния горного массива. Склоновые явления. Поиск и обоснование методов частичной разрядки напряжений.
- Влияние горных работ на динамику массива горных пород, наведенная сейсмичность.
- Флюидодинамика массива горных пород и наведенная сейсмичность при разработке месторождений и добыче углеводородов.
- Вибрационное и электромагнитное воздействия на геосреду.
- Взаимодействия в системе литосфера-атмосфера-ионосфера.
- Электрические процессы в литосфере и атмосфере Земли
- Значительная часть докладов представлена в предлагаемом сборнике.

Сборник открывается несколькими обзорными статьями, в которых приводится материал ключевых лекций, прочитанных в рамках семинара. В этих работах рассматриваются некоторые важные особенности триггерных эффектов в различных областях наук о Земле. Структурирование статей по разделам в известной степени условно. Рассмотрены результаты теоретических и экспериментальных исследований триггерных эффектов (А.А. Авагимов, Е.А. Виноградов, В.А. Зейгарник, В.Л. Барабанов, А.В. Дещеревский, И.Г. Киссин, В.А. Новиков, А.А. Остапчук, В.В. Ружич, В.А. Салтыков, А.Я. Сидорин и др.) Тектонофизические и геодинамические аспекты триггерных явлений изложены в работах М.Г. Леонова, Ю.Л. Ребецкого, Ю.П. Стефанова, А.В. Поповой и др.

Взаимосвязь вариаций геофизических полей и проявлений деформационных процессов в твердой Земле приводятся в статьях А.А. Спивака, Л.М. Богомолова, А.Н. Камшилина, Д.Н. Локтева, А.А. Никонова, С.П. Соловьева, В.Г. Спунгина и др.

Важные вопросы инициирования деформационных процессов техногенными воздействиями обсуждаются в статьях Т.В. Гусевой, В.А. Еременко, Ю.И. Колесникова, Л.А. Сим и др.

Новое направление в работе семинара связано с эффектами, наблюдаемыми в верхних геосферах. Эти вопросы рассмотрены в статьях М.А. Черниговской, Л.Ф. Московской, В.А. Пилипенко, Л.Е. Собисевича и др.

В целом можно отметить, что за три года, прошедшие с момента первого семинара, разрабатываемая тематика существенно расширилась. Фундаментальная постановка вопроса о триггерном эффекте в науках о Земле нашла практическое воплощение в таких задачах, как прогноз сейсмических активизаций, влияние экзогенных воздействий на режим деформирования разломных зон, обеспечение безопасных условий строительства и эксплуатации наземных и подземных инженерных сооружений, проблемы литосферно-ионосферного взаимодействия, ряд задач оборонного характера.

В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян

ОБЗОРНЫЕ ДОКЛАДЫ

### СИЛЬНЫЕ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ОСОБЫЙ ВИД ТРИГГЕРНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

#### В.В. Адушкин

В работе выделен особый вид сильных природно-техногенных землетрясений триггерного характера с магнитудами  $M \ge 3$  (сейсмическая энергия больше  $10^9$  Дж), отличающихся от других типов техногенной сейсмичности тем, что имеют катастрофический характер и возникают в техногенно возмущенной среде с изменившимися потоками энергии и флюидов. Основной вклад в энергию этих землетрясений вносят тектонические напряжения. Отличие от природных тектонических землетрясений заключается в том, что они не произошли бы на территории данного региона, если не было бы воздействия техногенных факторов в виде длительной интенсивной добычи полезных ископаемых. Очаговые зоны этих землетрясений формируются как вблизи техногенных воздействий, так и на значительных расстояниях и глубине, которые определяются особенностями тектонического строения, характером напряженного состояния и уровнем пластового давления во флюидонасыщенных массивах. Такие землетрясения происходят в любое время суток без какой-либо связи с временами воздействия внешних техногенных источников.

#### Введение

Среди большого разнообразия различных форм техногенной сейсмичности в данной работе выделен особый вид сильных природно-техногенных землетрясений триггерного характера, отличающихся тем, что:

 возникают в регионах, на территории которых присутствуют длительные и интенсивные техногенные воздействия на земную кору в виде горных работ с большими объемами извлекаемой и перемещаемой породы, добычи нефти и газа, закачками воды, заполнения крупных водохранилищ;

– имеют достаточно высокую магнитуду величиной М  $\geq$  2,8–3,0 и излучаемую сейсмическую энергию  $E_c > 10^9$  Дж;

 появляются в энергонасыщенных, тектонически-неоднородных и флюидонасыщенных массивах, характеризующихся высоким уровнем напряженного состояния или пластового давления;

 – очаги этих землетрясений и соответствующие им гипоцентры располагаются не только вблизи техногенных воздействий, но и на значительном расстоянии и глубине;

 происходят в любое время суток без какой-либо связи с временами воздействия внешних техногенных источников.

Причина возникновения очагов подобных землетрясений заключается в том, что под влиянием длительных и крупномасштабных техногенных воздействий при высоком уровне напряженного состояния в массиве изменяется характер деформационных процессов и потоков энергии, их скорости и направления. В результате происходит перераспределение и соответствующая перестройка напряженно-деформированного состояния, и в массиве могут возникать области избыточных напряжений в зонах тектонических разломов, границ блоков, на контактах пород разного типа и других неоднородностей. Во флюидосодержащих массивах процессы изменений и концентрации напряженного состояния будут определяться соответствующими изменениями гидродинамических течений и пластового давления. В некоторых случаях возможен рост энергонасыщенности породных массивов и концентрации избыточных напряжений за счет постепенного накопления остаточных деформаций, создаваемых потоками энергии от внешних источников воздействия. В результате во всех случаях произойдут изменения геодинамического и флюидного режимов, и формирование очагов природнотехногенных землетрясений будет происходить уже в изменившихся условиях при слабой зависимости от параметров техногенных воздействий.

Подобные сильные природно-техногенные землетрясения, как будет показано ниже, относительно редки. Очаговые зоны образуются как вблизи производства работ, так и на значительном расстоянии, которое определяется особенностями тектонического строения и изменившимися потоками энергии и флюида. Само землетрясение может произойти в любое время без какой-либо связи с расписанием техногенных воздействий. Основной вклад в энергию этих землетрясений вносят тектонические напряжения. Отличие от природных тектонических землетрясений заключается в том, что они не произошли бы на территории данного региона, если бы не было влияния и опосредованного участия техногенных факторов.

Ниже рассмотрены некоторые характерные примеры возникновения подобных сильных природно-техногенных землетрясений в регионах, ранее характеризовавшихся низким уровнем сейсмичности или считавшихся слабосейсмическими, типа древней Восточно-Европейской платформы. Кроме того, проведен анализ горно-тектонических ударов, сопровождающих горные работы на ряде предприятий, расположенных на территории Европейской части России, с целью выделения среди них сильных природно-техногенных землетрясений с указанными выше признаками.

## Газлийские и Нефтегорские землетрясения как примеры сильных природно-техногенных событий

Перед тем как перейти к событиям на территории Европейской части России рассмотрим два характерных примера из опыта наблюдений сильных природнотехногенных землетрясений, свидетельствующих о широкой географии их распространения. Одним из таких примеров являются Газлийские землетрясения, произошедшие при разработке газового месторождения в Узбекистане в 100 км северо-западнее г. Бухары. Месторождение расположено на территории Туранской плиты на глубине от 800 до 1350 м в пластах песчаников и алевролитов толщиной 80–120 м, являющихся составной частью осадочного чехла мощностью 1200–1600 м, перекрывающего палеозойский складчатый фундамент. Вмещающие породы характеризуются высоким уровнем тектонических напряжений и сложным тектоническим строением, включающим крупные разломы: Газлийский, Каракумский и ряд других, в основном северо-западного простирания. Энергонасыщенность массива дополняется значительным пластовым давлением от 7 до 13 МПа.

Техногенное воздействие и реакция массива развивались следующим образом. Разработка месторождения началась в 1962 г. В процессе разработки до возникновения землетрясений в пласты было закачено около 600 млн м<sup>3</sup> воды [Адушкин, Турунтаев, 2005]. Через 14 лет добычи 8 апреля 1976 г. произошло первое катастрофическое землетрясение с магнитудой 6.8 и интенсивностью в эпицентре 8-9 баллов, в 20 км от газового комплекса Газли. Второе землетрясение произошло 17 мая 1976 г. с магнитудой 7,3 и интенсивностью в эпицентре 9-10 баллов, в 27 км западнее эпицентра первого. Третье землетрясение произошло 20 марта 1984 г. с магнитудой 7,2 и интенсивностью в эпицентре 9–10 баллов, в 15 км к западу от эпицентра второго. Глубина гипоцентров этих землетрясений 25–30 км. Причем, все три землетрясения 8–10 балльной интенсивности произошли на территории, которая была отнесена к 5-6 балльной зоне. Анализ сеймотектонической обстановки [Штейнберг и др., 1980] и развитие афтершоковой эмиссии [Турунтаев, Горбунова, 1989] свидетельствовали о том, что процесс добычи сопровождался активизацией тектонических движений и регионального поля напряжений. Геодезические наблюдения показали [Пискулин и др., 1978, 1986], что в обширной эпицентральной зоне размером 30 × 70 км произошло по одну сторону разлома опускание поверхности до 23 см со скоростью 10-20 мм/год, по другую сторону разлома подъем поверхности до 75-83 см на площади радиусом до 7 км. Были зарегистрированы также горизонтальные смещения до 1 м в сторону от эпицентра. По измеренным остаточным деформациям на поверхности был проведен расчет дополнительных эффективных напряжений, величина которых составила 6-14 МПа.

Таким образом, длительная, более 14 лет, разработка месторождения в виде бесконтрольного извлечения газа и интенсивной закачки воды на глубину 0,8–1,5 км изменили флюидный режим региона и привели к глобальной перестройке напряженного состояния. В результате на глубине 25–30 км сформировались области избыточных тектонических напряжений, высвобождение которых под триггерным влиянием флюидного режима, привело к образованию сильных природно-техногенных землетрясений.

В качестве второго характерного примера подобного рода природно-техногенных землетрясений отметим Нефтегорское землетрясение, которое произошло на острове Сахалин 27 мая 1995 г. с магнитудой 7,2–7,5 и интенсивностью 9–10 баллов в эпицентре. Очаг землетрясения представлял сложную структуру из четырех субочагов, выделивших сейсмическую энергию последовательно в течение 13,5 сек. Гипоцентры располагались на глубине 10–20 км и были приурочены к Верхне-Пильтунскому региональному разлому северо-восточного простирания, который расположен на Восточно-Сахалинских блоковых поднятиях Срединно-Сахалинской шовной зоны. Разрыв в очаге вышел на поверхность на протяжении около 37 км и сопровождался горизонтальными смещениями от 1 до 7 м и вертикальными от 0,3 до 2,6 м.

Регион Нефтегорского месторождения характеризуется не только сложным геолого-тектоническим строением, наличием многочисленных пересекающихся тектонических разломов, но и высоким уровнем напряженного состояния пород, о чем свидетельствуют регулярно происходящие землетрясения различной интенсивности. Так, менее чем за год до Нефтегорского землетрясения на территории региона произошли два сильных толчка: 13 декабря 1994 г. с магнитудой 4,5 и интенсивностью колебаний в городе 3-4 балла и 17 апреля 1995 г. с магнитудой 4,7 и интенсивностью 6 баллов.

Техногенное воздействие на массив характеризуется длительной и непрерывной добычей нефти, начиная с 40-х годов прошлого столетия. Извлечение нефти в объеме примерно 1–2 млн т/год производится с глубины 1–3 км, где расположено от 7 до 14 продуктивных слоев. Такая продолжительная нефтедобыча и извлечение свыше 100 млн т нефти привели к истощению многих участков месторождения, снижению в них пластового давления и, возможно, даже к образованию пустот, что в конечном счете сопровождалось перераспределением пластового давления и соответствующими изменениями напряженно-деформированного состояния в верхних слоях земной коры. Поэтому многие специалисты высказали соображения о возможном триггерном влиянии активной нефтедобычи на возникновение катастрофического Нефтегорского землетрясения [Николаев, 1995]. Эти соображения были подкреплены анализом процессов декомпрессии, развивающихся в условиях понижения пластового давления и сопровождающихся усилением сейсмических эффектов [Кондратьев, Турунтаев, 1997].

В целом обстоятельства возникновения Нефтегорского землетрясения похожи на ситуацию Газлийских природно-техногенных землетрясений и позволяют отметить, что техногенные воздействия в виде продолжительной нефтедобычи на глубине 1–3 км повлияли на перераспределение тектонических напряжений и флюидодинамических процессов в обширной области массива и способствовали формированию сейсмических очагов на глубине 10–20 км.

Рассмотренные два примера возникновения сильных природно-техногенных землетрясений демонстрирует полный перечень их особенностей: высокая магнитуда величиной M > 2,8-3,0, энергонасыщенная среда формирования очага, неожиданное время возникновения и места расположения гипоцентров, тектоническая природа очага, присутствие техногенного фактора. Однако следует отметить, что в случае Нефтегорского землетрясения в некоторых работах обсуждение особенностей и механизмов развития этого землетрясения проводится без упоминания техногенного воздействия и объясняется результатом межплитного смещения на границе Евразийской и Охотской литосферных плит [Рогожин, 1996; Рогожин и др., 2002; Злобин, 2005]. Очевидно, что для выяснения причин возникновения таких сильных природно-техногенных землетрясений, определения их природы и механизмов формирования очаговой зоны с возможным участием техногенных факторов необходим тщательный комплексный анализ всей геолого-тектонической и флюидодинамической обстановки совместно с особенностями внешних воздействий, их длительности и интенсивности.

#### Сильные природно-техногенные землетрясения на территории Европейской части России

На территории Европейской части России, как это следует из опыта наблюдений за сейсмическими событиями, также происходят сильные природно-техногенные землетрясения. Несомненным примером в этом отношении является Альметьевское землетрясение 28 октября 1991 г. [Исхаков и др., 1992]. Это землетрясение с магнитудой 4,0 (энергетический класс  $K \approx 11$ ), интенсивностью в эпицентре 6 баллов и глубиной гипоцентра 6 км произошло при разработке Ро-



**Рис. 1**. Положение эпицентров местных землетрясений в пределах Ромашкинского месторождения нефти за период 1986–1989 гг. (по [Исхаков И.А., 1991])

машкинского нефтяного месторождения, которое расположено в юго-восточной части Татарстана. Месторождение размером в плане 60 × 100 км представлено слоями песчаника и карбонатов мощностью до 10–30 м, глубина залегания продуктивных пластов 1600–1800 м. Пластовое давление достигает 16–18 МПа.

Добыча нефти началась в 1948 г. В 1954 г. стала применяться закачка воды для поддержания пластового давления. Начиная с 1958 г., объем закачиваемой воды стал временами превышать объем добычи. Так, в 1976 г. объем закаченной воды достиг 2,13 $\cdot$ 10<sup>9</sup> м<sup>3</sup>, что составило примерно 105% от добычи. Согласно схеме разработки месторождения нагнетание воды в пласт полагалось производить при давлении 20–25 МПа на устье скважины. Реакция массива на эти воздействия развивалась следующим образом. В 1982–83 гг. после примерно 30 лет разработки месторождения в районе г. Альметьевска было отмечено появление первых сейсмических толчков интенсивностью 3–4 балла. В последующие годы уровень техногенной сейсмичности пришлась на период 1986–89 гг. На рис. 1 показана схема расположения эпицентров местных землетрясений этого периода с энергетическим классом 5  $\leq$  K  $\leq$  10, что соответствует диапазону магнитуд

 $0,5 \le M \le 3,5$ . Энергетический класс некоторых толчков превысил K = 10. Среди этого потока техногенной сейсмичности выделяются два сильных природнотехногенных землетрясения. Первое произошло 23 сентября 1986 г. с магнитудой 3,8 (энергетический класс K = 10,5) и интенсивностью в эпицентре 6 баллов, изосейсмы которого показаны на рис. 1. Второе произошло 19 сентября 1988 г. с магнитудой 3,3 (энергетический класс K = 9,7) и интенсивностью в эпицентре 5 баллов. Глубина гипоцентров обоих землетрясений составила 5–10 км.

После Альметьевского сильное землетрясение с магнитудой 3,2 (энергетический класс К = 9,5) произошло 5 августа 1993 г. В течение последующих лет вплоть до наших дней в регионе Ромашкинского месторождения можно было наблюдать периодическую активизацию техногенной сейсмичности различного энергетического уровня. Так, 29 мая 2008 г. сейсмические станции ГС РАН и обсерватории ИДГ РАН "Михнево" зарегистрировали очередное природно-техногенное землетрясение в районе г. Альметьевска с магнитудой 3,4-3,6 и интенсивностью 5 баллов в эпицентральной зоне. По данным Пермской сейсмической сети локальная магнитуда этого землетрясения составила M<sub>L</sub> = 4,0 [Землетрясения..., 2007]. В процессе анализа причин возникновения техногенной сейсмичности, в том числе сильных природно-техногенных землетрясений, была установлена корреляция между количеством техногенных землетрясений, объемами закаченной воды и извлекаемой нефти, причем наилучшая корреляция сейсмичности отмечена с вариациями дисбаланса закачки и добычи [Адушкин, Турунтаев, 2005]. Возможно, именно дисбаланс добычи и закачки вызывает раскачку деформационных процессов, сопровождаясь раскрытием пор и микротрещин в коллекторе и окружающем его массиве, что подтверждается отмечаемой приемистостью скважин. Движение флюидов и изменения пластового давления в глубоких слоях массива сопровождается образованием зон повышенной концентрации напряжений, которые становятся очагами техногенной сейсмичности. Во всяком случае, очевидно, что длительные воздействия в виде извлечения нефти и закачки воды на глубину 1,5-2 км вызывают изменения флюидного режима, которые послужили триггером образования сильных природно-техногенных землетрясений с очагами на глубине 4-10 км, происходящими в любое время суток (таблица 1).

Таблица 1

Событие	23.09.	24.09.	19.09.	28.10.	05.08.	29.05.
	1986	1986	1988	1991	1993	2008
Магнитуда	3,8	3,9	3,3	4,0	3,2	3,6-4,0
Интенсивность	6 бал.	6 бал.	5 бал.	6 бал.	4—5 бал.	5 бал.
Глубина очага	5-10 км	4 км	5-10 км	6 км	4 км	5 км
Местн. время	~7ч	~ 8 ч	~7ч	~ 1,5 ч	~4ч	~ 19 ч

Наиболее сильные природно-техногенные землетрясения на территории Ромашкинского месторождения

Менее известна история развития техногенной сейсмичности на территории Печорского угольного бассейна, расположенного на Тимано-Печорской плите в северо-восточной части республики Коми. Освоение Печорского угольного бассейна началось в 1934 г. с промышленной добычи угля на Воркутинском месторождении, открытом геологом Г.А. Черновым в 1930 г. Геологический разрез в районе Воркутинского месторождения представлен в верхней части четвертичными отложениями, преимущественно супесью, мощностью около 100 м. Ниже лежат суглинки пермского возраста мощностью от 800 до 1150 м с прослоями песка толщиной от 0,7 до 30 м и пропластками угля толщиной от 0,2 до 2,1 м. В целом Тимано-Печорская плита характеризуется сложным тектоническим строением, рассечена крупными региональными разломами и включает систему чередующихся впадин, прогибов и поднятий северо-западного направления. Кристаллический фундамент имеет слоисто-блоковую структуру с элементами различной тектонической активности. Мощность осадочного чехла, включающего угленосные пермские отложения, достигает 5–7 км.

Первые проявления техногенной сейсмичности на территории Воркутинского угольного месторождения относятся к началу 60-х годов прошлого столетия, когда стали происходить подземные толчки силой 1-2 балла, а в 1961 году произошло землетрясение, интенсивность которого в г. Воркуте составила 4 балла. Такая информация поступила Интерфаксу от заместителя главного геолога объединения "Полярноуралгеология" Вячеслава Макова и была опубликована в средствах массовой информации в декабре 1995 г. после произошедшего в это время сильного землетрясения, интенсивность сотрясений которого в г. Воркуте достигала 4-5 баллов и по сообщениям жителей "тряслись 5-этажные дома, дребезжали стекла и звенела посуда". Землетрясения 1961 и в декабре 1995 гг., а также, возможно, происходившие в этот период и другие землетрясения, не были инструментально зарегистрированы в связи с отсутствием в этом регионе сейсмических станций. Ко времени землетрясения в декабре 1995 г. на территории Печорского бассейна добыча угля происходила на 11 шахтах Воркутинского месторождения и на 5 шахтах Интинского месторождения, которое расположено югозападнее г. Воркуты на расстоянии около 230 км. Землетрясение в декабре 1995 г. произошло примерно через 2 года после начала реструктуризации угольной промышленности, в соответствии с которой приступили к закрытию и консервации нерентабельных шахт. В результате на территории Воркутинского месторождения в период с 1994 по 2003 гг. было закрыто 6 шахт и на территории Интинского месторождения в период с 1996 по 2003 гг. были закрыты все 5 шахт. Такое массовое закрытие шахт и последовавшее их затопление подземными водами, по мнению многих специалистов и наблюдениям жителей г. Воркуты, послужило основной причиной возникновения землетрясения в декабре 1995 г. и последуюшей сейсмической активизации региона.

Комплекс техногенных воздействий на земную кору в пределах Печорского угольного бассейна характеризуется прежде всего тем, что за более чем 75-летний период непрерывной работы 16 шахт было добыто 1,23 млрд т коксующихся углей, из них 850 млн т на шахтах Воркутинского и 380 млн т на шахтах Интинского месторождений. Извлечение из недр такой массы угля и, соответственно, еще большей массы вмещающих пород является существенным фактором дестабилизации среды и нарушения природного динамического равновесия. Сильным техногенным воздействием на земную кору региона послужило закрытие и затопление водой 11 шахт, глубина которых достигает нескольких сотен метров, а некоторых свыше 1000 м. При заполнении водой выработанного пространства, более трещиноватого и разуплотненного, чем нетронутый массив, увеличивается пространство для передачи гидравлического давления на структурные неоднородности массива и соответственно возрастает поровое давление в тектонических нарушениях. В результате изменяется характер развития геодинамических и гидрогеологических процессов не только внутри нарушенного шахтного пространства, но и в окружающем массиве. В зонах неоднородностей и тектонических разломов происходит перестройка напряженно-деформированного состояния, которая сопровождается активизацией сейсмотектонических процессов и появлением техногенных явлений и землетрясений разного масштабного уровня. В настоящее время добыча угля происходит на оставшихся в районе 5 шахтах Воркутинского месторождения и составляет в среднем 13 млн т/год вместо 23 млн т/год до закрытия 6 шахт. Разработка угольных пластов производится с применением угледобывающих комбайнов. Техногенные воздействия включают также открытую добычу угля с использованием массовых взрывов от 4 до 10–12 т два раза в неделю на двух участках разреза "Юнь-Яга" и еженедельное применение массовых взрывов величиной 3 т на карьере цементного завода. Угольный разрез и карьер находятся в 15 км северо-восточнее г. Воркуты.

После сильного землетрясения в декабре 1995 г., показавшего, что в Тимано-Печорском регионе стали происходить землетрясения катастрофического характера, Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН установил на своей территории сейсмическую станцию "Сыктывкар", которая с 1996 г. приступила к систематическим инструментальным наблюдениям [Землетрясения..., 2007]. В 2008 г. в 3-х км от г. Воркуты Институтом динамики геосфер РАН была введена в эксплуатацию трехкомпонентная сейсмостанция "Воркута", которая начала регистрацию региональных сейсмических событий и геодинамических явлений в шахтных полях Воркутинского бассейна. Ежегодно сейсмостанция "Воркута" регистрирует свыше 4000 сейсмических событий, включая горные удары, обрушения выработок, пылегазовые взрывы. Энергетический класс этих событий заключен в основном в диапазоне  $3 \le K \le 8$ . Гипоцентры располагаются вокруг выработок и в отдельных случаях на расстояниях до 0,5-3 км от места работ. События энергетического класса К > 8 возникают редко. Так, по графику повторяемости было установлено, что толчки с К = 8-8,5 возникают 1 раз в год [Беляева и др., 2009; Гончаров и др., 2010; Змушко и др., 2011]. Активное развитие геодинамических явлений в шахтных полях свидетельствует о наличии высоких тектонических напряжений в массивах Печорского бассейна и их энергонасыщенности.

Первое инструментально зарегистрированное сильное природно-техногенное землетрясение на территории Печорского бассейна произошло 23 мая 2005 г., которое было названо Воркутинским. Землетрясение было зарегистрировано рядом финских, норвежских и российских сейсмостанций. По данным этих станций магнитуда M = 2,5-3, интенсивность в эпицентре 5 баллов, в г. Воркуте 4–4,5 балла, координаты 67,71°N, 64,49°E, время в очаге 19 ч 17 м 11 с (примерно 23 ч 20 м местного времени), глубина гипоцентра 10 км. По данным ГС РАН более широкий диапазон магнитуды M = 2,1-3,6 и несколько иные координаты 67,75°N, 64,19°E. Следовательно, эпицентр землетрясения находился примерно в 20–30 км северо-восточнее г. Воркуты, то есть вблизи угольного разреза "Юнь-Яга". Таким же сильным природно-техногенным землетрясением можно назвать упомянутое выше землетрясение в декабре 1995 г. Несколько меньшей интенсивности на уровне 3–4 баллов в г. Воркуте с неизвестным местоположением

эпицентра были отмечены сейсмические толчки в сентябре 2000 г. Следует также отметить два достаточно сильных землетрясения, произошедших в этом регионе в 1991 и 1992 гг. на территории Интинского угольного месторождения с интенсивностью сотрясений в г. Инте 4,5 балла [Удоратин, Югова, 2006].

Воркутинским землетрясением процесс появления сильных природнотехногенных землетрясений на территории Печорского бассейна не закончился. Опубликовано сообщение о новом сильном землетрясении на этой территории, которое произошло 24 декабря 2012 г. [Удоратин, Архинина, 2013]. По данным российских сейсмостанций магнитуда землетрясения M = 4.0, координаты 66° 31<sup>1</sup>12<sup>°</sup>N, 63° 16'12"Е, время в очаге 6 ч 22 м 39 с (примерно 10 ч 20 м местного времени), глубина гипоцентра 20 км. Судя по координатам, очаг землетрясения находился примерно посредине между городами Воркута и Инта. Поэтому не исключена возможность взаимного влияния затопленных 6 шахт в массиве Воркутинского и 5 шахт Интинского месторождений, послуживших источниками усиления гидрогеологических потоков, изменивших условия взаимодействия некоторых крупных разломов. Такому взаимному влиянию затопленных шахт на изменения флюидодинамических потоков могли способствовать особенности тектонического строения региона, в соответствии с которыми фундамент и осадочный чехол Тимано-Печорского мегаблока рассечены системами глубинных коровых разломов преимущественно северо-западного простирания, совпадающим с направлением между шахтными полями Воркутинского и Интинского месторождений [Вахнин, 2010]. Возможно, при дополнительном поступлении воды из затопленных шахт в разломы силы трения уменьшаются и возникают условия для смещения берегов разломных зон, которые сопровождаются выделением избыточной упругой энергии.

Таким образом, комплекс долговременных воздействий в виде нескольких млрд м<sup>3</sup> извлеченной горной породы, 11 затопленных и 5 действующих шахт и проводимых взрывных работ стали техногенным триггером возникновения редких, но достаточно сильных природно-техногенных событий. Список ограниченных сведений о подобных землетрясениях на территории Тимано-Печорского региона представлен в таблице 2, где  $I_0$  – интенсивность в эпицентре, М-магнитуда, h – глубина очага.

Таблица 2

Событие	1961	1991	1992	12.1995	09.2000	23.05.2005	24.12.2012
<i>I</i> <sub>0</sub> , баллы	4	4,5	4,5	4–5	3–4	5	6
М	-	_	_	_	-	2,1-3,6	4,0
<i>h</i> , км						10	20

#### Природно-техногенные землетрясения на территории Тимано-Печорского региона

Из таблицы 2 следует, что характерной чертой рассматриваемых событий являются достаточно длительные сроки их подготовки, свидетельствующие также о возможным влиянии медленных изменений в развитии флюидного режима под влиянием техногенных факторов на разных глубинных уровнях вплоть до 10– 20 км, где образуются очаги землетрясений.

Широкое развитие техногенная сейсмичность получила в Уральском регионе, на территории которого с начала 30-х годов прошлого столетия стали интенсивно развиваться предприятия горнодобывающего комплекса с применением крупномасштабных взрывных работ. Техногенная сейсмичность в условиях Уральского региона присутствует в виде разнообразных геодинамических явлений с энергией порядка  $10^3 - 10^5$  Дж (микроудары, заколообразование, шелушения и т.п.), а также горных ударов различного энергетического уровня с энергией свыше 10<sup>5</sup> Дж, классификация которых представлена в работах [Шемякин и др., 1986; Козырев и др., 1998]. Сведения о горных ударах с энергией свыше  $10^7$  Дж, магнитуда которых М ≥ 1,5, приведены в сейсмических каталогах под общим названием горно-тектонические удары (ГТУ) [Землетрясения России..., 2005-2011]. Ниже рассмотрены ГТУ с магнитудой  $M \ge 2,8-3$ , которые происходили на территории Кизеловского угольного бассейна и продолжают регулярно происходить на Североуральском и Южноуральском бокситовых рудниках (СУБР и ЮУБР), на предмет возможной принадлежности к категории сильных природно-техногенных землетрясений.

Кизеловский угольный бассейн был признан самым удароопасным в середине 60-х годов прошлого столетия. Горные породы бассейна представлены крепкими кварцевыми песчаниками, алевралитами, аргиллитами, карбонатами и каменными углями. Высокая крепость углей и вмещающих пород обусловили их склонность к повышенной удароопасности. Система сейсмического контроля ежегодно фиксировала около 1000 событий разного энергетического уровня – от слабых с энергией 50 Дж до ГТУ с энергией  $10^7 – 10^{11}$  Дж (М =1,5–4,0), что свидетельствовало о высокой энергонасыщенности массива. Перечень ГТУ с энергией свыше  $10^9$  Дж (М ≥ 2,8–3.0), происходивших в разные годы в процессе угледобычи, приведен в таблице 3 с указанием величины магнитуды М, интенсивности в эпицентре  $I_0$ , сейсмической энергии  $E_c$ , местного времени  $t_0$  и глубины очагов *h* [Землетрясения..., 2007; Сейсмичность..., 2002].

Таблица 3

дата	19.04.	13.06.	28.08.	10.06.	28.04.	02.12.	28.11.	23.04.
	1955	1970	1973	1980	1987	1988	1989	1993
М	4,0	3,3	3,8	4,0	4,0	3-3,1	3,4	3,1
<i>I</i> <sub>0</sub> , бал	5,0	4,5-5,0	5–6	5–6	5,5	5–6	5,5	4,4
<i>Е</i> <sub>c</sub> , Дж	10 <sup>11</sup>	$6.10^{9}$	$5 \cdot 10^{10}$	10 <sup>11</sup>	10 <sup>11</sup>	$2 \cdot 10^{9}$	$10^{10}$	$3.10^{9}$
<i>t</i> <sub>0</sub> , ч	~ 15	~ 8	~ 21	~ 7	~ 3	~ 23	~ 2	~ 22
<i>h</i> , км	10	15	0,3	0,4		1,0	1,0	0,4

Горно-тектонические удары с магнитудами М ≥ 3 на территории Кизеловского бассейна

Из табл. 3 видно, что половина представленных ГТУ характеризовалась магнитудами M = 3,8-4, что соответствует сейсмической энергии  $5,5\cdot10^{10}-10^{11}$  Дж. Такие сейсмические события в условиях действующего предприятия сопровождаются катастрофическими последствиями. Поэтому с середины 90-х годов добыча угля на шахтах Кизеловского угольного бассейна была прекращена. Указанные в табл. 3 времена возникновения событий разнообразны: 2–3 ч ночи, 7–8 ч утра, 21– 23 ч вечера, что характерно для сильных природно-техногенных землетрясений. Глубина очагов также изменяется в широких пределах от 0,3–1 до 10–15 км.

Североуральское бокситовое месторождение расположено на расстоянии примерно 200 км к северо-востоку от Кизеловского бассейна в пределах восточного крыла Тагильского синклинория. Бокситоносные залежи образуют тектонический блок шириной 18 км, разделенный широтными сбросами и безрудными промежутками из порфиров на ряд крупных месторождений. Рудное тело падает под углом около 30° на восток и на глубине около 700 м разорвано тектоническим разломом, так что его западная часть опущена относительно восточной на 300–400 м. Горные породы месторождения характеризуются высоким уровнем напряженного состояния до 50–70 МПа на глубине около 500 м и рассечены тектоническими разломами.

Разработка месторождения началась в 30-х годах прошлого столетия. В процессе освоения месторождения было сооружено несколько шахт. Длительная, не менее 80 лет, разработка месторождения сопровождается регулярным проведением массовых взрывов с зарядами ВВ 10-20 т. В 70-х годах стали появляться горные удары. Первый горный удар, оказавший негативное влияния на проведение работ, произошел в сентябре 1970 г. В этом же году были отмечены горные удары, очаги которых находились в ненарушенном массиве на глубине 728 и 625 м при проведении работ на глубине 340 м. Из ГТУ прошлого века выделим три события, которые по своим характеристикам могут быть отнесены к сильным природно-техногенным землетрясениям. Сильный ГТУ произошел 5 октября 1984 г., энергия которого составила 3,9·10<sup>8</sup> Дж, что соответствует магнитуде M = 2,7. В результате этого события произошел внезапный выброс 40 м<sup>3</sup> породы и обрушилось 740 м горных выработок. По результатам осмотра выработок глубина очага составляла 300 м. На следующий год 19 сентября 1985 г. примерно в 17 ч местного времени произошел катастрофический ГТУ с магнитудой M = 4,0 и выделением сейсмической энергии на уровне 10<sup>11</sup> Дж. Этот ГТУ сопровождался значительной сдвиговой деформацией по разлому на величину около 8 см и обрушением в общей сложности 800 м подземных выработок, повреждением здания на поверхности. Следующий особо сильный ГТУ произошел 26 февраля 1987 г., магнитуда которого M = 4,3 и сейсмическая энергия  $E_c = 2 \cdot 10^{11}$  Дж. По результатам осмотра глубина очага достигала около 330 м в стороне от места горных работ в массиве подстилающих пород в зоне крупного тектонического сброса, смещение по которому составило 5 см. Интенсивность в эпицентре составила 5-6 баллов, и колебания на поверхности ощущались в радиусе 18 км [Погинец и др., 1988].

В 2000 г. на территории Уральского региона была введена в работу многоуровневая сеть сейсмических станций, которая начала регулярную регистрацию локальных, региональных и удаленных землетрясений и промышленных взрывов [Маловичко и др., 2011]. Эта пермская сеть ежегодно регистрирует до 6–7 тысяч сейсмических событий с энергией свыше  $10^2$  Дж [Беляевская, Голубева, 2012]. Из этого числа событий примерно от 10 до 30 ГТУ с магнитудой  $M \ge 1,5$ ( $E_c \ge 10^7$  Дж) ежегодно публикуется в сейсмологических каталогах ГС РАН [Землетрясения..., 2007; Землетрясения России..., 2007 и 2011]. В это число входят редкие ГТУ с магнитудой  $M \ge 3$  ( $E_c > 10^9$  Дж), сведения о которых для региона СУБР приведены в таблице 4. Отметим, что практически все эти события регист-

Таблица 4

Ν	Дата	Время	Магнитуда		Глубина гипоцентра
п/п			ML	m <sub>b</sub>	по данным ISC
1	19.10.1985	19 ч 11 м	4,0		1,0 км
2	26.02.1987	0ч18м	3,6	4,2–4,5	10 км, 33 км, 10 f
3	02.10.2001	3 ч 39 м	3,1		
4	24.07.2002	17 ч 04 м	3,3		
5	26.06.2003	8ч14м	3,5	3,4-3,6	10 км, 10 f
6	25.03.2004	15 ч 02 м	3,4-3.6	3,0-3,6	10 f
7	22.03.2005	2ч57м	3,2	3,0	
8	23.09.2005	20 ч 56 м	3,0	3,0	
9	29.11.2005	2 ч 25 м	3,8	3,6-4,0	10 км, 10f, 40 км
10	02.07.2006	4ч18м	3,7–3,9	3,5–4,5	7,9 км, 20 км, 27,6 км
11	27.12.2006	1ч07м	3,1-3,5		
12	20.04.2007	17 ч 40 м	3,8-3,9	4,2–4,4	0,8 км, 10 км, 10f
13	17.07.2008	17 ч 16 м	3,0-3,2	3,3-3,8	10f, 10f, 10f
14	03.07.2009	7ч33м	3,3	3,9–4,0	
15	10.09.2009	2ч12м	3,3–3,5	3,3–4,1	1 км, 10f, 10f
16	25.10.2009	16 ч 44 м	3,1	3,4	1 км
17	30.10.2009	10 ч 17 м	3,5-3,8	3,8–4,5	2 км, 10 км, 10f
18	13.02.2010	3ч44м	4,2	4,1–4,7	10 км, 6.4 км, 2 км
19	27.10.2010	23 ч 11 м	3,5	3,5–4,4	10f, 10f
20	21.06.2011	10 ч 38 м	3,2-3,3	3,6-3,8	

Наиболее сильные ГТУ	с магнитудой М ≥ 3	на территории СУБРа
----------------------	--------------------	---------------------

рируются мировыми сейсмическими сетями, сведения о которых опубликованы в сейсмологическом бюллетене International Seismological Centre (ISC On-Line Bulletin), и также были использованы при составлении таблицы 4. Начиная с 2001 г., пермская сеть ежегодно регистрирует от 1 до 4 подобных событий. Выделяются два периода их активизации: 2005–2006 гг., когда произошло 5 подобных событий, и 2009 г. – 4 события. Из таблицы 4 видно, что времена возникновения событий изменяются в течение суток самым произвольным образом от 1-4 ч ночи до 15–19 ч дня без какой-либо привязки ко времени проведения взрывных работ. Данные о глубине очагов изменяются в широком диапазоне от 0,8–1 км до 10– 33 км и отсутствуют для 7 событий. В целом данные о временах возникновения событий и глубине очагов свидетельствуют о том, что такого вида ГТУ с магнитудой M > 3 вполне можно отнести к категории природно-техногенных землетрясений. Такое утверждение подкрепляется более детальной информацией о параметрах трех наиболее сильных ГТУ с указанием зарегистрировавших их сейсмических сетей, величиной локальной магнитуды M<sub>L</sub>, региональной магнитуды m<sub>b</sub>, и глубины очага h, приведенных в таблице 5. Обратить внимание следует на данные о глубине очагов, в соответствии с которыми эти события являются коровыми землетрясениями.

Проявлениями сильных ГТУ с магнитудами в диапазоне M = 2,0–4,6 известно также Южноуральское бокситовое месторождение. Опираясь на данные "Сводного каталога Уральского региона" [Сейсмичность..., 2001], отметим ряд таких

#### Таблица 5

Дата со- бытия	29.11.2005			2.07.2006			13.02.2010					
Код сети	φ <sup>0</sup> , N	λ <sup>0</sup> , Ε	m <sub>b</sub>	<i>h</i> , км	φ <sup>0</sup> , N	λ <sup>0</sup> , Ε	m <sub>b</sub>	h, км	$\varphi^0$ , N	λ <sup>0</sup> , Ε	m <sub>b</sub>	h, км
MOS	60,45	60,15	4,0	10	60,25	59,92	4,5	3,3	60,13	60,00	4,7	10
ISC	60,23	59,93	3,6	10f	60,19	59,83	3,5	35f	60,19	60,00	4,5	14
IDC	60,42	60,16	3,7		60,28	60,06	3,5		60,23	60,00	3,8	
NEIC	60,51	60,27	3,9	10f	60,14	59,92	4,1	7,9	60,21	60,02	4,7	10f
CSEM	60,46	59,99	3,7	40	60,19	60,10	4,1	20	60,26	60,17	4,5	2.0
NNC	59,43	60,39	3,7		59,66	60,80	3,8	27,6	59,54	60,94	4,5	8,1

## Параметры трех наиболее сильных ГТУ по данным мировой сети сейсмостанций (ISC On-Line Bulletin)

*Примечание:* MOS – геофизическая служба РАН, Обнинск; ISC – International Seismological Centre; IDC – International Date Centre; NEIC – National Earthquake Information Centre; CSEM – Centre Seismologique Eure-Mediterraneen; NNC – Казахстанский национальный центр данных.

ГТУ, которые по своим параметрам соответствуют условиям сильных природнотехногенных землетрясений. Так, 28 мая 1990 г. произошла серия из трех ГТУ во время разработки пласта мощностью 2,0–2,5 м на глубине 300 м в шахте "Кургазакская". Вначале в 0 ч 35 м местного времени произошел ГТУ с магнитудой M = 2,6 (сейсмическая энергия  $E_c = 3,8\cdot10^8$  Дж). Через 37 сек последовал катастрофический ГТУ с магнитудой M = 4,2 ( $E_c \approx 10^{11}$  Дж) и интенсивностью в эпицентре  $I_0 = 5,5$  балла. Затем в 2 ч 40 м местного времени, то есть через 2 ч 5 м, произошел третий, еще более мощный ГТУ с магнитудой M = 4,4( $E_c \approx 3,3\cdot10^{11}$  Дж) и интенсивностью в эпицентре  $I_0 = 6$  баллов. В результате этой серии ГТУ были разрушены шахтные выработки на площади 500 тыс. м<sup>2</sup>. По данным ISC магнитуда второго ГТУ M = 4,3-4,6 и глубина гипоцентра 10 км, магнитуда третьего ГТУ M = 4,5-4,7 и глубина гипоцентра 12,2 км.

Через четыре года после описанных катастрофических событий 28 июля 1994 г., во время работы в руднике "Блиново-Каменский" на ЮУБРе, опять произошло похожее событие, состоящее из двух последовательных ГТУ. Сначала в 19 ч 6 м местного времени произошел ГТУ с магнитудой M = 2 ( $E_c = 5 \cdot 10^7 \text{ Дж}$ ) и  $I_0 = 3$  балла, затем через 5 мин последовал ГТУ с магнитудой M = 3,5( $E_c = 10^{10} \text{ Дж}$ ) и  $I_0 = 4$  балла. В результате этой серии сейсмических толчков было зафиксировано разрушение подземных выработок на площади около 300 тыс. м<sup>2</sup>.

Обращает на себя внимание сходство сейсмических событий, развивавшихся 28 мая 1990 и 28 июля 1994 гг. в виде ряда последовательных толчков. Очевидно, области напряженного состояния, близкого к предельному, сформировались в различных и обособленных участках массива, причем их разрядка происходила от области меньшего размера к области большего размера по механизму триггерного воздействия. Подобное развитие событий свидетельствует о самостоятельной активности систем блоковых структур в различных участках массива, в результате которой происходит образование локализованных, не связанных между собой, но достаточно крупных очагов напряженного состояния. К сожалению, инструментальные наблюдения на территории ЮУБРа не проводились, и более подробные сведения о расположении очагов, их глубине и размере отсутствуют. Эти события на ЮУБРе и рассмотренные ранее сильнейшие ГТУ на Кизеловском бассейне и СУБРе свидетельствуют о том, что длительно происходившие горные работы, сопровождавшиеся извлечением и перемещением значительных масс породы, а также многолетним применением взрывных работ в массивах высоконапряженного состояния, вызывают не только наведенную сейсмичность, но являются также триггером сильных природно-техногенных землетрясений с очагами тектонической природы. Магнитуды этих землетрясений достигают значений  $M \ge 2,8-3$ , размеры очагов составляют несколько км и неизбежно выходят за пределы шахтных полей. Поскольку во всех случаях области концентрации напряжений приурочены, главным образом, к тектоническим нарушениям и разломам, формы очаговых зон оказываются вытянутыми вдоль разломных зон, охватывая более глубокие участки землетрясений практически не зависят от времени и места проведения горных работ и определяются новым геодинамическим режимом, возникающим в изменившейся горно-тектонической обстановке.

Опираясь на изложенные особенности механизма образования очагов сильнейших ГТУ, являющихся на самом деле природно-техногенными землетрясениями, рассмотрим условия возникновения Качканарского землетрясения, которое произошло 30 марта 2010 г. примерно в 3 ч ночи (по Гринвичу 29 марта в 21 ч 2 м 18 с). Эпицентр землетрясения находился в 25 км к северу-западу от г. Качканар на границе между Свердловской областью и Пермским краем на обнажениях Уральского хребта. Магнитуда землетрясения составила  $M_L = 4,4$  (сейсмическая энергия  $2 \cdot 10^{11}$  Дж), интенсивность в эпицентре 5 баллов, глубина очага 21 км [Дягилев, Голубева, 2010]. Положение эпицентра относительно наиболее крупных тектонических структур региона показано на схеме рис. 2, взятого из работы [Дружинин и др., 2004]. Видно, что эпицентр землетрясения находился в пределах Главного Уральского глубинного разлома и примыкает вплотную с запада к глубинному Дегтярско-Уфалейскому разлому, с востока ограничен глубинным Серовско-Маукским разломом. Следовательно, очаг землетрясения сформировался в области современных активных тектонических процессов, свидетельствующих о высокой энергонасыщенности геологической среды. В работах [Дягилев, 2008; Верхоланцев, Дягилев, 2010] на основе инструментальных и макросейсмических данных определены местоположение очага, совпадающего с субмеридиальным направлением основных разломов, механизм очага, заключавшийся в реализации сбросо-сдвиговой подвижки вдоль Главного Уральского разлома, и отмечена тектоническая природа очага. Однако существующую природную тектоническую активность геологической среды в этом регионе дополняют и возмущают крупномасшабные, длительно применяемые воздействия в виде интенсивных, открытых и подземных горных работ, включающие извлечение из недр и перемещение огромных масс породы и применение массовых взрывов. Рассмотрим эти факторы воздействия на земную кору подробнее. На рис. З показана схема расположения основной части взрывных работ на территории Предуралья и Урала и положение эпицентра Качканарского землетрясения 29 марта 2010 г. На территории региона функционирует не менее 30 карьеров и шахт, применяющих массовые взрывы от 30 до 400 т и свыше 100 предприятий – на уровне 10-20 т. В результате ежегодное потребление ВВ в регионе составляет около 150 тыс. т. При условии, что 1 кг BB разрушает 2–3 т<sup>3</sup> породы объем еже-



**Рис. 2.** Положение эпицентра Качканарского землетрясения 29 марта 2010 г. относительно наиболее крупных тектонических структур.

Обозначения основных тектонических областей: (I–VII) и наиболее крупных, глубинных разломов (1–4): (I) – Восточно-Европейская платформа, (II) – Предуральский прогиб, (IV) – Центрально-Уральское поднятие, (VI) – Восточно-Уральское поднятие, (VII) – Восточно-Уральский прогиб. Цифры в кружках: 1 – Дегтярско-Уфалейский разлом; 2 – Главный Уральский глубинный разлом; 3 – Серовско-Маукский разлом; 4 – Мурзинский разлом. Δ – Горно-тектонические удары; ▼ – Сейсмостанции

годно извлекаемой и перемещаемой горной массы составит около 300 млн т. Кроме того, потребление такой массы BB оказывает значительное сейсмическое воздействие на геодинамическое состояние земной коры. В частности, поток сейсмической энергии в регионе составляет  $1,3 \cdot 10^{13}$  Дж/год при условии, что излучаемая подземным взрывом энергия составляет около 2% от полной энергии взрыва [Адушкин, 2013]. Очевидно, что такое комплексное воздействие техногенных источников в виде потока сейсмической энергии и извлечения разрушенной взрывами породы в состоянии изменить сейсмотектонический режим региона. Более того, непосредственно в районе эпицентра Качканарского землетрясения радиусом около 100 км примерно на 10 предприятиях проводятся горные работы с применением массовых взрывов от 10 и до 40 т, и на расстоянии 25 км от эпицентра три раза в неделю проводятся массовые взрывы 50–400 т на трех карьерах Качканарского ГОКа. В общей сложности в этом районе по нашим оцен-



Рис. 3. Схема расположения взрывных работ на территории Предуралья и Урала. Показан Эпицентр (ЭЦ) Качканарского землетрясения 29 марта 2010 г.

кам ежегодно потребляется около 50 тыс. т ВВ. Отсюда следует, что годовая мощность потока сейсмической энергии в этом районе достигает 130 кВт. Этот постоянно действующий поток сейсмической энергии участвует в развитии деформационных процессов, происходящих в недрах массива, и влияет на перестройку существующих там естественных напряжений. Поскольку техногенные деформации могут накапливаться на неоднородностях массива и межблоковых зонах в связи с нелинейностью их деформационных характеристик [Кочарян и др., 2004], становится возможным появление очагов избыточных напряжений смешанной природы естественного и техногенного происхождения. Возможно, на глубине 21 км, где был расположен гипоцентр Качканарского землетрясения, участие техногенных деформаций было незначительным, но очевидно, что процесс формирования очага под действием естественных тектонических сил происходил в условиях техногенно изменившихся геодинамических и флюидодинамических режимов. Поэтому триггерное участие техногенных факторов следует учитывать. Не исключено, что фактор триггерного влияния техногенных воздействий на изменение современных геодинамических процессов и, соответственно, сейсмического режима следует принимать во внимание при анализе тектонической природы землетрясений, происходивших на территории Уральского региона во время его интенсивной индустриализации.

Сильные природно-техногенные землетрясения происходят иногда в центральной части Кольского полуострова при добыче фосфатного сырья на территории Хибинского горного массива и при извлечении редкоземельных руд на территории Ловозерского горного массива [Сейсмичность..., 2002]. Техногенные воздействия на Хибинский массив характеризуются длительной и непрерывной разработкой месторождения с 30-х годов прошлого столетия. В настоящее время интенсивная разработка ведется на пяти крупных рудниках открытой и подземной добычи, в результате которой извлекается и перемещается примерно 160 млн т/год горной массы, в том числе 50 млн т/год апатито-нифелиновой руды. Техногенные воздействия включают также еженедельное применение на подземных рудниках одного-двух массовых взрывов 10–50 т, иногда 200–250 т, и на открытых рудниках применение 5–10 массовых взрывов в месяц от 100–200 т до 500– 800 т. С использованием взрывных работ с зарядами 1-5 т производится проходка горных выработок около 40 тыс. м/год.

Хибинский горный массив расчленен тектоническими разломами на ряд крупных блоков и характеризуется наличием больших горизонтальных напряжений величиной 20-80 МПа, которые в 3-5 раз, а иногда на порядок превосходят гравитационные литостатические напряжения. Напряженное состояние пород при подземной добыче стало проявляться в виде шелушения, стреляния, динамического заколообразования с глубины 100 м. О высоком уровне напряженного состояния свидетельствуют сейсмические наблюдения, которые практически ежедневно регистрируют слабые толчки с энергией до 10<sup>4</sup> Дж. Геодинамические явления более высокой интенсивности, включая горные удары с энергией 10<sup>5</sup>-10<sup>7</sup> Дж, появились на глубине 300–400 м. Очаги горных ударов возникают обычно вблизи тектонических нарушений в основном в приконтурном массиве, в зонах опорного давления, иногда на расстоянии до 300-500 м от призабойной зоны. Более сильные горные удары с энергией 10<sup>7</sup>-10<sup>8</sup> Дж, которые опасны своими катастрофическими последствиями, происходят значительно реже. Если в конце прошлого столетия ежегодно происходило от 3 до 10 таких горных ударов, то в настоящее время в связи с применением опережающих разгрузочных мероприятий их число снизилось до 1–3 в год. Еще более редкими являются ГТУ с энергией на уровне  $10^8 - 10^9$  Дж и выше, которые представляют интерес в данной работе с точки зрения выделяемых сильных природно-техногенных землетрясений. Именно такие сейсмические события произошли на Кировском руднике 16 апреля 1989 и 25 июля 1989 гг., которые сопровождались разрушениями подземных выработок, коммуникаций и механизмов, а также повреждениями наземных промышленных объектов и жилых зданий в ближайших поселках. По данным ряда сейсмостанций землетрясение 16 апреля 1989 г. имело в эпицентре интенсивность 6-7 баллов, в г. Кировске на расстоянии 6 км 4-5 баллов, величину магнитуды M = 4,8–5, что соответствует сейсмической энергии  $\sim 10^{12}$  Дж, и глубину очага около 1 км [Сырников, Тряпицин, 1990]. Землетрясение произошло во время проведения в руднике массового взрыва 230 т, скважинные заряды которого подрывались в течение 300 мсек. В результате сейсмическая энергия события состояла на 98 % из тектонической энергии и 2 % сейсмической энергии, излученной взрывом (при условии сейсмического КПД взрыва, равного 1–2 % полной энергии взрыва). В данном случае массовый взрыв послужил непосредственным триггером природно-техногенного землетрясения. В этом же году 25 июля 1989 г. было вновь зарегистрировано природно-техногенное землетрясение с магнитудой M = 3,0 ( $E_c = 2.10^9$  Дж). Через 4 года во второй половине 1993 г. на Кировском руднике с интервалами 1-2 месяца произошло три мощных ГТУ, которые по своей интенсивности можно считать природно-техногенными землетрясениями. Первый ГТУ произошел 11 сентября 1993 г. с магнитудой M = 2.8 ( $E_c = 10^9$ 

Дж), второй 17 ноября 1993 г. с магнитудой M = 3,6 ( $E_c = 1,2\cdot 10^9$  Дж) и третий 12 декабря 1993 г. с магнитудой M = 3,0 ( $E_c = 2\cdot 10^9$  Дж). Катастрофическими последствиями выделяется второй ГТУ, в результате которого произошло обрушение подземных выработок на нескольких горизонтах, разрушение крепи, поднятие и смещение рельсового пути.

Несколько сильнейших ГТУ с величиной магнитуды M > 3, ставящих их в число сильных природно-техногенных землетрясений, произошло в 90-х годах при ведении горных работ на подземном руднике "Росвумчоррский", также расположенном в Хибинском массиве. Так, 6 марта 1993 г. были зарегистрированы два ГТУ подряд с магнитудами M = 3,8 ( $E = 5 \cdot 10^{10}$  Дж) и M = 2,5 ( $E = 3,5 \cdot 10^8$  Дж), которые сопровождались вывалами породы объемом до 25 м<sup>3</sup> в подземных выработках и трещинами в крепи. Один из самых мощных ГТУ произошел в этом руднике 26 октября 1995 г. с магнитудой M = 4,5 ( $E = 3,6 \cdot 10^{11}$  Дж), который вызвал обвал около 2000 т породы в рудоспуске. Вслед за этим событием 14 ноября 1995 г. вновь произошли сильные сейсмические толчки, характеризовавшиеся магнитудами M = 2,8-3,5 ( $E = 10^9-10^{10}$  Дж).

Сильное землетрясение в Хибинском массиве с энергией 2,15·10<sup>9</sup> Дж, что соответствует магнитуде M = 3,1, было зафиксировано в 19 ч 05 м 24 сентября 2004 г. через полтора часа после того, как в карьере рудника "Центральный" был произведен массовый взрыв 300 т. Очаг землетрясения находился в зоне сочленения массива, вмещающего карьер открытых работ рудника "Центральный", с массивом подземного рудника "Росвумчоррский", некоторые выработки которого расположены вблизи борта карьера и под ним. После землетрясения в течение недели фиксировались афтершоковые события с энергией от  $10^3$  до  $10^8$  Дж. Очевидно, что массовый взрыв послужил триггером этого землетрясения. Поскольку землетрясение носило катастрофический характер для подземных выработок (произошел вывал породы, завалообразование, раскрытие трещин, по которым стала поступать вода) и ощущалось жителями г. Кировска, были проведены детальные исследования причин этих эффектов [Козырев и др., 2011]. В пределах зоны совместного влияния горных работ обоих рудников были выявлены тектонические разломы субвертикального залегания и отмечена высокая их влагонасыщенность, усилившая сейсмичность из-за снижения сцепления блочных структур. На этом основании был сделан вывод о том, что в качестве триггера землетрясения могут служить не только массовые взрывы, но и увеличение влагонасыщенности горного массива.

Освоение Ловозерского месторождения руды редкоземельных металлов началось в 1951 г. со строительства рудника "Карнасурт". Месторождение представлено серией пологих пластообразных рудных тел мощностью от 0,6 до 5 м, углами падения от 5 до 35°, глубиной залегания от поверхности до глубины более 600 м. Ловозерский массив характеризуется высоким уровнем напряженного состояния, при котором максимальные горизонтальные напряжения составляют 40–70 МПа и в 5–10 раз превышают вертикальные гравитационные напряжения. В 1984 г. разработка месторождения активизировалась после ввода в эксплуатацию рудника "Умбозеро". Высокая напряженность пород, сильная трещиноватость и тектоническая нарушенность обусловили появление в руднике "Умбозеро" многочисленных геодинамических явлений от заколообразования, вывалов и стреляния пород на контуре выработок до сильнейших ГТУ. Добыча руды на двух рудниках значительно усилила техногенное воздействие на Ловозерский массив, которое заключалось в бурении скважин и взрывной проходке выработок, применении массовых взрывов по 10–15 т для разрушения и выемки породы. В результате за период 1987–1992 гг. было зафиксировано пять сильных горных ударов на руднике "Умбозеро" и два на руднике "Карнасурт" [Ловчиков, 2004]. Первые три катастрофических ГТУ на руднике "Умбозеро" произошли 25 октября 1991 г., 3, 9 ноября 1991 г. и сопровождались сейсмическими событиями с магнитудами M = 2,2-2,8. Наибольшую магнитуду M = 2,8 ( $E_c = 10^9$  Дж) имело событие 3 ноября 1991 г. По визуальным наблюдениям очаги ГТУ находились в ненарушенном массиве на глубине от 200 до 400 м в зоне пересечения выработки серии тектонических нарушений, вдоль которых отмечены срывы крупноблочных структур. Произошло разрушение выработок на площади 80 тыс. м<sup>2</sup>, раскрытие трещин в почве и кровле до 1 см, отмечено вспучивание почвы до 0,2–0,4 м. В бюллетене ISC для события 03.11.1991 г. указана магнитуда m<sub>b</sub>=3,7 и глубина гипоцентра 15,5 км.

17 августа 1999 г. в Ловозерском массиве на территории рудника "Умбозеро" вновь произошло сильное природно-техногенное землетрясение, магнитуда которого по материалам регистрации ряда сейсмических станций составляла M = 4,0-4,4 и выделившаяся сейсмическая энергия  $E_c = 6,3 \cdot 10^{10} - 3,5 \cdot 10^{11}$  Дж [Козырев и др., 2002]. Очаг землетрясения формировался длительное время в области массива, где горные работы были закончены более 10 лет назад. Следовательно, подготовка землетрясения проходила в техногенно измененной структуре массива вне зоны горных работ при взаимодействии техногенных и природных деформационных процессов. При этом размеры зоны подготовки сейсмического события такой энергии, безусловно, превышали размеры шахтного поля и глубину расположения горных выработок. Судя по наблюдавшимся подвижкам блочных структур, область избыточной концентрации тектонических напряжений вытягивалась вдоль плоскости разломов вглубь массива. По данным ряда сейсмологических сетей Европейских стран (ISC Bulletin) глубина гипоцентра этого землетрясения достигала величины от 4 до 11,4 км. Последствия этого катастрофического природно-техногенного землетрясения и серии последующих 12 афтершоков с магнитудой М = 1,2–2,7 ( $E \approx 10^6 - 10^8$  Дж) состояли в массовом разрушении горных выработок и целиков на площади 650 тыс. м<sup>3</sup>, раскрытии существовавших и образовании новых трещин вплоть до дневной поверхности, что привело к увеличению водопритока в рудник поверхностных вод. Восстановительные работы в руднике продолжались 1,5 года. Проработав после этого около 3-х лет, в 2004 г. рудник "Умбозеро" был законсервирован и в 2009 г. затоплен, что вызвало резкое усиление сейсмической активности (16 сейсмических событий только в 2009 г.).

В период относительного затишья горных работ 17 декабря 2002 г. на руднике "Карнасурт" произошло техногенное землетрясение с энергией  $10^9$  Дж (M  $\approx$  3), которое вызвало разрушение выработок по площади 45 тыс. м<sup>2</sup> [Ловчиков, 2004]. Очаг располагался на таком участке шахтного поля, где горные работы были завершены много лет назад, и по визуальным наблюдениям глубина очага составила 150 м и поперечный размер 210 м.

В таблице 6 приведены отмеченные выше наиболее сильные ГТУ с магнитудой M  $\geq$  3 (соответственно  $E_c > 10^9$  Дж), произошедшие при разработке месторо-

№ п/п	Дата	Время	Магнитуда, М.	Сейсмическая	Глубина оча-
11/11	1 ( 0 4 1000	6 25	111	энсргия, <i>L</i> <sub>c</sub> , дж	1 <i>a</i> , <i>n</i> , KM
1	16.04.1989	6ч35м	4,5-5,0	$\sim 10^{12}$	1,0
2	25.07.1989		3,0	$2.10^{9}$	
3	17.11.1993	7ч45м	3,6	$2 \cdot 10^{10}$	0,1
4	12.12.1993	8ч50м	3–3,2	$(2-5)\cdot 10^9$	12,2
5	06.03.1993		3,8	$5 \cdot 10^{10}$	
6	26.10.1995	5ч31м	4,5	$3,6\cdot10^{11}$	
7	14.11.1995		2,8–3,5	$10^9 - 10^{10}$	
8	24.09.2004	13 ч 39 м	3,1–3,3	$\sim 5 \cdot 10^{10}$	
9	21.10.2010	8ч10м	3,3–4,2	$10^{10} - 10^{11}$	1,0; 10f; 0,1
10	03.11.1991	9ч08м	2,8–3,7	$10^9 - 10^{10}$	0,4; 15,5
11	17.08.1999	4ч45м	4,0-4,4	$\sim 10^{11}$	4,0; 9,0; 11,4
12	17.12.2002	4ч43м	2,8–3,0	10 <sup>9</sup>	0,15

Наиболее сильные ГТУ с магнитудой M ≥ 3 на территории Кольского полуострова

Таблица б

ждений в Хибинском (события 1–9) и Ловозерском (события 10–12) горных массивах, и которые по своим параметрам соответствуют критериям сильных природно-техногенных землетрясений.

#### Заключение

Представленные в статье материалы позволяют проследить, как постепенно по мере развития горнодобывающих работ на начальном этапе возникает слабая техногенная сейсмичность в виде шахтной сейсмичности и слабых толчков, и затем уже через десятки лет в результате интенсивных и длительных воздействий на недра возникают сильные природно-техногенные землетрясения. Так, добыча нефти на Ромашкинском месторождении началась в 1948 г., заметные сейсмические толчки появились в 1982-83 гг. и 23 сентября 1986 г. произошло первое сильное природно-техногенное землетрясение с магнитудой M = 3.8. Освоение Печорского угольного месторождения началось в 30-е годы, в начале 60-х были отмечены сейсмические толчки в г. Воркуте, и 20 декабря 1995 г. произошло Воркутинское землетрясение, вошедшее в сейсмические каталоги. Самой быстрой оказалась реакция массива Кизеловского месторождения на добычу угля в виде сильного техногенного землетрясения 19 апреля 1955 г. с магнитудой М = 4.0. Разработка Североуральского бокситового месторождения началась в 30-х годах, появление ощутимых техногенных толчков было отмечено в 70-х годах и 5 октября 1984 г. возникло первое катастрофическое природно-техногенное землетрясение с магнитудой M = 2.7. Разработка Хибинского месторождения началась в 30-е годы и уже при работах на глубине 100 м появились опасные геодинамические явления, и 16 апреля 1989 г. произошло одно из самых сильных природно-техногенных землетрясений с магнитудой M = 4,8-5. Расположение районов, на территории которых происходят сильные природно-техногенные землетрясения, показано на рис. 4. Появление этого вида землетрясений относится к 80-м годам (за исключением Кизеловского события 1953 г.), то есть их возраст на уровне 20-30 лет. Не исключено, что в будущем география этих руко-





1 – Ромашкинское месторождение; 2 – Тимано-Печорский регион; 3 – Кизеловский бассейн;
4 – СУБР; 5 – ЮУБР; 6 – Хибинское и Ловозерское месторождения

творных землетрясений будет расширяться за счет таких районов, где развивается добыча углеводородов, твердых полезных ископаемых, происходит извлечение подземных вод, производится закачка жидких отходов.

#### Выводы

1. Выделен особый вид сильных природно-техногенных землетрясений триггерного характера с магнитудой  $M \ge 2,8-3$ , излучаемой сейсмической энергией  $E_c > 10^9$  Дж (энергетический класс K > 9), имеющих тектоническую природу очага и отличающихся тем, что образуются в техногенно возмущенной или техногенно измененной геологической среде.

2. У этих землетрясений отсутствует очевидная связь с временем и местом техногенных воздействий.

3. Возникают в энергонасыщенных массивах с высоким сейсмическим потенциалом, обеспеченным либо собственным запасом упругой энергии за счет высоконапряженного состояния, либо энергией пластового давления во флюидонасыщенных породах, либо тем и другим одновременно. 4. Триггерный характер этих землетрясений связан с тем, что под воздействием внешних техногенных источников в виде долговременных процессов разрушения и перемещения горной массы и интенсивных потоков сейсмической энергии от массовых взрывов в геологической среде происходит либо:

 перераспределение энергетических потоков и флюидодинамических течений, которое сопровождается перестройкой напряженного состояния и образованием очагов землетрясений;

 изменение характера развития деформационных процессов, вызывая активизацию собственных энергетических резервов массива и приводя к формированию зон повышенного напряженного состояния;

 постепенное накопление остаточных деформаций на неоднородностях в силу нелинейности деформационных свойств среды и образование совместно с собственными тектоническими напряжениями областей избыточного напряженного состояния.

В любом случае развитие деформационных процессов и формирование очагов землетрясений происходит в геологической среде с изменившимся состоянием, в других геодинамических и гидрологических режимах по сравнению с исходными сейсмотектоническими свойствами.

5. Непосредственным триггером возникающих таким образом землетрясений, имеющих по существу тектоническую природу очага, могут стать производимые массовые взрывы, извлечения нефти и газа, увеличение влагонасыщения породного массива, доступ флюида в область избыточного напряженного состояния, изменения температурного режима в среде, а также вариации общепланетарных факторов (приливы, фазы Луны, скорость вращения Земли и т.п.). Процесс развития этих землетрясений является существенно нелинейным, при котором длительные техногенные воздействия более слабые, чем реакция среды, могут приводить к формированию очагов напряженного состояния на значительном расстоянии и глубине.

6. Скрытный саморегулируемый механизм подготовки таких землетрясений при одновременном участии, но при различном вкладе природной энергонасыщенности массива и энергетических потоков от внешних техногенных воздействий существенно осложняет процесс выяснения причин и изучения механизмов их появления.

7. Определение таких землетрясений как природно-техногенные отражает двойственную природу их возникновения, когда в процессе подготовки очага участвуют одновременно два фактора: основной – в виде естественного напряженного состояния и инициирующий – в виде внешнего техногенного воздействия, при отсутствии которого землетрясение не состоялось бы.

8. Из представленных в статье материалов следует, что на территории Европейской части России сравнительно недавно, последние 30–40 лет, возник и развивается новый вид тектонических землетрясений техногенного происхождения, которые в отличие от широкого круга природно-техногенных землетрясений, включающий, в частности, и обычную наведенную сейсмичность, можно было бы назвать техногенно-тектоническими землетрясениями, чтобы подчеркнуть их высокую интенсивность за счет тектонических напряжений и техногенную природу появления. 9. Возможно, подобные внезапно происходящие техногенно-тектонические землетрясения катастрофического характера представляют до некоторой степени самостоятельный вид землетрясений, появившийся в системе "природа-человек" в связи с ростом масштабов и глубины извлечения полезных ископаемых. Количество и интенсивность такого вида землетрясений будет увеличиваться со временем из-за возрастающей эксплуатации недр.

#### Литература

Адушкин В.В. Сейсмичность взрывных работ на территории Европейской части России // Физика Земли. 2013. № 2. С. 110-130.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.

Белявская М.А., Голубева И.В. Крупные сейсмические события, зарегистрированные Уральской сейсмической сетью станций за 2000-2012 гг. // Материалы научной конференции. Обнинск: ГС РАН, 2012. 176 с.

Беляева Л.И., Гончаров А.И., Иванов Н.В., Куликов В.И. Возможные катастрофические явления в Воркутинском угольном бассейне // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. С. 155-163.

Вахнин М.Г. Влияние блокового строения Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна на морфологические свойства локальных структур // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. № 5, май 2010 г.

Верхоланцев Ф.Г., Дягилев Р.А. Качканарское землетрясение 29 марта 2010 г. Макросейсмические проявления // Материалы V Международной сейсмологической школы "Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных". Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 46-65.

*Гончаров А.И., Куликов В.И.* Геодинамические явления в Воркутинском угольном бассейне // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы. М.: ГЕОС, 2010. С. 269-277.

Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Калмогорова В.В., Парыгин Г.И., Уткин В.И., Кашубин С.Н. О тектонической природе уральских землетрясений // Геофизика. 2004. № 3. С. 56-65.

Дягилев Р.А., Голубева И.В. Параметры Качканарского землетрясения 29 марта 2010 г. по инструментальным данным // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы V Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 89-93.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн.1: Землетрясения. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2007. 381 с.

Землетрясения Северной Евразии, 2005 г. Обнинск: ГС РАН, 2011. 492 с.

Землетрясения России в 2005 г. Обнинск: ГС РАН, 2007. 179 с.

Землетрясения России в 2007 г. Обнинск: ГС РАН, 2009. 220 с.

Землетрясения России в 2011 г. Обнинск: ГС РАН, 2012. 208 с.

Злобин Т.К. Цикличность и закономерности в динамике сейсмических процессов сильных землетрясений Сахалина // ДАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 524-527.

Змушко Т.Ю., Турунтаев С.Б., Куликов В.И. Связь шахтной сейсмичности с режимом горных работ на шахтах г. Воркуты // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 2: сб. научн. трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2011. 208 с.

Исхаков И.А., Сергеев Н.С., Булгаков В.Ю. Изучение взаимосвязей сейсмичности с процессом разработки нефтяных месторождений // Отчет ОМП 50/91, Бугульма, 1992.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 262 с.

Кондратьев В.Н., Турунтаев С.Б. Лабораторное моделирование формирования и разрушения арочных конструкций над областями декомпрессии, возникающими при нефтедобыче // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1997. № 5. С. 32-41. Козырев А.А., Ловчиков А.В., Пернацкий С.И., Шериневич В.А. Сильнейшее техногенное землетрясение на руднике "Умбозеро": горно-тектонические аспекты // Горный журнал. 2002. № 1. С. 43-49.

Козырев А.А. Геомеханическое обеспечение горных работ при отработке удароопасных месторождений в тектонически напряженных массивах // Сб. Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. Апатиты, 1998. С. 11-25.

Козырев А.А., Федотова Ю.В., Аккуратов М.В., Жукова С.А. Взаимосвязь обводненности пород и сейсмичность в зоне стыковки подземного рудника и карьера // Проблемы и тенденции рационального и безопасного освоения георесурсов: сб. докладов Всероссийской научнотехнической конференции. Апатиты: СПб. 2011. С. 385-390.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7, № 1. С. 5-22.

*Ловчиков А.В.* Оценка геодинамической опасности месторождений по энергии сейсмических проявлений в рудниках // Горный журнал. 2004. № 10. С. 43-46.

*Ловчиков А.В.* Параметры очагов сильнейших горно-тектонических ударов на рудниках России // Горный журнал. 2000. № 2. С. 9-11.

Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Шулаков Д.Ю., Верхоланцев Ф.Г., Дягилев Р.А., Бутырин П.Г. Четырехуровневая система сейсмического мониторинга на территории Среднего Урала // Геофизика. 2011. № 5. С. 8-17.

Николаев А.В. О возможном влиянии разработки нефти на параметры Нефтегорского землетрясения // ФССН МЧС России, 1995.

*Николаев А.В.* Проблемы наведений сейсмичности // Сб. Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 5-15.

Пискулин В.А. Геодезические данные о деформации земной поверхности в районе Газли // Геодезия и картография. 1978. № 3. С. 24-28.

Пискунов В.А., Райзман А.П. О геодезических исследованиях деформаций земной поверхности в эпицентральных зонах Газлийских землетрясений 1976-1984 гг. // 7-й Международный симпозиум по современным движениям земной коры, Таллинн, 8-13 сентября 1986 г.

Погинец А.Я., Микулин Е.И. О результатах деформирования блочного массива горных пород по наблюдениям на подземном геодинамическом полигоне // Геодинамика месторождений. Кемерово, 1988. С. 99-104.

*Рогожин Е.А.* Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45-53.

Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Бесстрашнов В.М., Стром А.Л., Борисенко Л.С. Сейсмотектоническая обстановка острова Сахалин // Физика Земли. 2002. № 3. С. 35-44.

*Сейсмичность* и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001, 124 с.

Сырников Н.М., Тряпицын В.М. О механизме техногенного землетрясения в Хибинах // ДАН СССР, 1990, т. 134, № 4, с. 830-833.

*Турунтаев С.Б., Горбунова И.В.* О характере множественного разрушения в очаговой области Газлийских землетрясений // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1989, № 6, с. 72-78.

Удоратин В.В., Югова Н.Н. Современные землетрясения северо-востока Восточно-Европейской платформы // Геодинамика и сейсмичность, 2006.

Удоратин В.В., Арихинина В. Землетрясение 24 декабря 2012 г. на полярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 1, январь 2013.

Шемякин Е.И., Курленя М.В., Кулаков Г.И. К вопросу о классификации горных ударов // ФТПРПИ, 1986, № 5, с.3-11.

Штейнберг В.В., Грайзер В.М., Иванова Т.Г. Землетрясение в Газли 17.05.1976 г. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 3.

УДК 550.334

## РЕЖИМ ДЕФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН И ИНИЦИИРУЮЩИЙ ПОТЕНЦИАЛ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

### Г.Г. Кочарян, А.А. Остапчук, Д.В. Павлов

#### Институт динамики геосфер РАН, Москва

Доминирующий режим скольжения определяется, скорее характеристиками конкретного участка разлома, чем внешними вариациями напряженного состояния, которые, вероятно, играют роль триггера.

Эффект внешнего воздействия на разломную зону в значительной степени определяется режимом ее деформирования. В случае квазистабильного скольжения с небольшим количеством низкоамплитудных подвижек, кумулятивный сейсмический момент, реализованный через динамические срывы, уменьшается многократно. При развитом стик-слипе, внешнее воздействие способно снизить амплитуды отдельных динамических событий, хотя кумулятивная величина излученной энергии остается неизменной. В условиях переходных режимов скольжения амплитуда динамических срывов может даже увеличиться при внешнем воздействии.

#### Введение

Можно предполагать, что значительная часть землетрясений обязана своим происхождением триггерному эффекту. Дело в том, что любая метастабильная система может, с одной стороны, неопределенно долго сохранять равновесие, а с другой, на любое значимое возмущение она отвечает глобальным событием, в чем собственно и состоит определение метастабильности [Bak, 1996]. Таким образом, хотя постепенное «подведение» участка межблоковой зоны к пределу прочности есть процесс, детерминированный эволюцией напряженно-деформированного состояния соответствующего участка коры, сам момент динамического срыва во многом случаен и может определяться внешними по отношению к очаговой зоне, порой довольно слабыми, воздействиями.

Прикладным аспектом триггерного эффекта в сейсмологии, регулярно привлекающим внимание общества, является возможность изменения сейсмического режима территории при помощи тех или иных экзогенных воздействий. Множество примеров подобных явлений можно обнаружить при проведении горных работ, добыче углеводородов, заполнении водохранилищ, использовании геотермальных вод. Соответствующую библиографию можно найти, например, в работах [Адушкин, Турунтаев, 2005; Мухамедиев, 2010; и др.]. Обнаружение таких эффектов привело к мысли использовать техногенное воздействие для предотвращения сильных землетрясений [Мирзоев и др., 2006; Псахье и др., 2006] либо путем «размена» готовящегося события на ряд более мелких, либо изменением режима деформирования с динамического срыва на асейсмическое скольжение.

Представляется крайне маловероятным, что искусственным образом можно инициировать тип скольжения по разлому, отличный от тех, которые встречают-

ся в ходе естественного деформирования массивов горных пород. Поэтому важно исследовать условия возникновения и эволюции разных режимов деформирования разломных зон. Остается неясным, какие макроскопические параметры разломов или какие их характеристики на микро- и мезо-уровне являются ответственными за реализацию того или иного режима. Построение модели этих событий может оказаться крайне полезным при разработке научного направления, связанного с исследованиями возможности искусственной трансформации напряженно-деформированного состояния локальных участков земной коры.

В настоящей работе приводится обзор некоторых данных, опубликованных в последние годы, о различных режимах деформирования разломных зон, а также обсуждаются результаты собственных лабораторных экспериментов.

## Виды реализации энергии, запасенной в земной коре в процессе деформирования

Долгое время предполагалось, что накопившиеся избыточные напряжения в тектонически активных регионах снимаются либо посредством землетрясений при "мгновенном" срыве заблокированных участков разломов, либо через непрерывное асейсмическое скольжение по разломам. Типичная скорость асейсмического крипа по разломам составляет величину порядка нескольких сантиметров в год. Сейсмологические наблюдения показали, что спектр колебаний при некоторых землетрясениях обеднен высокими частотами, что отражает большую длительность скольжения в очаге, чем следует из стандартных соотношений [Peng, Gomberg, 2010]. Развитие деформографических методов и GPS наблюдений позволило установить, что в ряде случаев скорость подвижки по разлому оказывается настолько низкой, что сейсмические волны не излучаются вовсе. Тем не менее, скорость скольжения во время этих "тихих" землетрясений значительно превышает обычную скорость крипа.

Распространение цифровых методов регистрации и организация сетей широкополосных сейсмометров позволили выявить "промежуточные" случаи, в которых скольжение может не достигать динамических скоростей, но низкоамплитудные, низкочастотные сейсмические волны, тем не менее, излучаются. Наблюдения, проведенные в последние несколько лет, позволили классифицировать сейсмические события на несколько групп [Peng, Gomberg, 2010].

<u>Первая группа – "нормальные" землетрясения</u>, параметры которых в целом соответствуют представлениям об излучении при динамических разрывах. Скорость распространения разрыва при таких событиях составляет обычно величину  $V_r \sim 1.5-3$  км/с, а отношение величины излученной сейсмической энергии  $E_s$  и сейсмического момента  $M_0$  варьирует в диапазоне  $E_s/M_0 \sim 10^{-6}-10^{-3}$  при средней величине 2 10<sup>-5</sup>. Иногда события с большим и меньшим значением отношения  $E_s/M_0$  называют, соответственно, «более жесткими» и «более мягкими» землетрясениями [Методы..., 2010]. Максимальная скорость смещения берегов разлома достигает величин  $u_m \sim 5$  м/с.

Основные периоды колебаний при этих событиях изменяются в диапазоне от долей секунды в группе объемных волн, до первых десятков секунд в группе поверхностных волн от крупных землетрясений. Длительность динамической подвижки в очаге зависит от энергии события и изменяется от долей секунды для микроземлетрясений до десятков секунд для крупнейших событий. Наибольшую длительность имеют крупные цунамигенные землетрясения с меньшей скоростью смещения в очаге, в которых длительность подвижки достигает величины 100–200 с.

Вторая группа, так называемые, низкочастотные землетрясения (Low Frequency Earthquake, LFE) – события, для которых скорость подвижки значительно ниже ( $V_r \sim 50-1000$  м/с), чем для "нормальных" землетрясений, а длительность подвижки для события с тем же сейсмическим моментом примерно на порядок выше. Характерное для таких событий соотношение между энергией и моментом  $E_s/M_0 \sim 5 \ 10^{-8} - 5 \ 10^{-7}$ . Скорость смещения в окрестности разлома достигает величин  $u_m \sim 0.01-0.1$  м/с.

Пожалуй, впервые подобное событие было детально описано Канамори и Хоксоном [Kanamori, Haukson, 1992], которые описали необычное землетрясение с магнитудой  $M_L = 3.5$ , произошедшее во впадине Санта Мария (Калифорния, США) 31.01.1991, во время работ по гидроразрыву на нефтяном месторождении. Зарегистрированные колебания были аномально низкочастотны и длились свыше 100 секунд. Событие произошло на глубине 135–280 м (на этих глубинах про-изошло S-образное искривление обсадных колонн в 5-ти скважинах) и было зарегистрировано Южно-Калифорнийской сейсмической сетью, а также трехкомпонентным широкополосным сейсмографом станции TERRAscope в Санта-Барбаре, расположенной в 70 км от эпицентра.

К следующей группе относят <u>очень низкочастотные землетрясения</u> (Very Low Frequency Earthquake, VLF). Даже очень небольшие такие события с сейсмическим моментом  $M_0 \sim 10^{14} - 10^{15}$  Нм имеют длительность в очаге десятки секунд, скорость разрыва  $Vr \sim 10-100$  м/с, а отношение  $E_s/M_0 \sim 10^{-9} - 10^{-7}$ . Подобные VLF события наблюдались в Японии, Канаде, Центральной Калифорнии, Мексике и др. Заметим, что в отличие от «нормальных» событий, амплитуда сейсмического сигнала, излучаемого при низкочастотных землетрясениях, практически не растет с масштабом [Gao et al., 2012].

В описанных выше группах событий регистрируются сейсмические колебания. Прочие деформационные события, которые имеют настолько малые скорости скольжения по разлому, что сейсмическое излучение практически отсутствует, принято называть явлениями медленного скольжения – Slow Slip Events (SSE). Первые систематические исследования асейсмического скольжения на некоторых участках разломной зоны Caн-Aндреас были проведены в 50-е годы прошлого столетия, например, [Steinbrugge and Zacher, 1960]. Хотя подразумевалось, что на этих участках происходит скольжение с постоянной скоростью, уже первые инструментальные наблюдения продемонстрировали некоторую нестационарность процесса. Установленные крипметры отчетливо регистрировали на некоторых участках разлома этапы ускорения и замедления скольжения с характерными временами от нескольких часов до нескольких недель [Tocher, 1960].

Первые сообщения, в которых явления асейсмического слипа были интерпретированы как «медленные землетрясения» были сделаны после наблюдений на полуострове Изу в Японии [Sacks et al., 1978]. Однако впервые эпизод медленного скольжения как самостоятельное событие, имеющее начало и конец, был описан Linde и др. в 1996 г. Они представили описание зарегистрированного деформационного события длительностью около недели. Они назвали это событие
медленное землетрясение (Slow Earthquake) и предложили количественно характеризовать подобные события, как и обычные землетрясения, при помощи сейсмического момента [Linde et al., 1996]. Современные GPS технологии позволили собрать значительное количество сведений о подобных событиях [Gao et al., 2012]. Пример записи медленного землетрясения, заимствованный из работы [Liu et al., 2009] показан на рис. 1, а распределение участков крипа и медленных землетрясений в Калифорнии – на рис. 2. В Японии и на западном побережье Северной Америки эти события происходят квази-периодически, с периодом от ~ 3 до ~ 19 месяцев. В других регионах, например на Аляске, в Мексике, Новой Зеландии события медленного скольжения случаются спонтанно, без явной регулярности.



**Рис. 1.** Пример деформографической записи медленного землетрясения, произошедшего на Тайване [Liu et al., 2009]. Приливные и барические деформации удалены. Можно выделить три последовательных этапа развития деформаций, обозначенные А, В и С, которые соответствуют сдвигам амплитудой, соответственно, 10 см, 15 см, и 10 см, произошедшим на разных участках разлома

Более крупные эпизоды асейсмичного скольжения, в течение которых реализуется сейсмический момент, сопоставимый с крупнейшими землетрясениями, длятся месяцы. Масштаб явлений медленного скольжения может быть достаточно большой. Так в течение 1995–2007 гг. в различных регионах мира (Япония, Западное побережье Северной Америки, Мексика, Новая Зеландия, Аляска) было зарегистрировано свыше 15 событий с реализованным в каждом из них сейсмическим моментом более чем  $M_0 \sim 5 \ 10^{19}$  H м, что соответствует моментной магнитуде  $M_w \sim 7$  [Gao et al., 2012]. При этом их длительность составляла от месяца до полутора лет, а амплитуда перемещения по разлому достигала 300 см. Более распространены, конечно, события меньшего масштаба с эффективными моментными магнитудами  $M_w \sim 3\div 6$ . Характерная скорость распространения разрыва составляет  $V_r \sim 1-10$  км/день, а скорость смещения берегов разлома  $0.05\div 5$  см/д,



**Рис. 2.** Участки с различными типами деформации в системе разломов Сан-Андреас по данным [Wei et al., 2013]

что заметно выше, чем средняя скорость крипа ~5–10 мм/год. (0,015–0.03 см/д). Можно отметить довольно отчетливо проявляющуюся тенденцию снижения скорости распространения разрыва с масштабом  $V_r \sim M_0^{0.5}$  (рис. 3, А).

В отличие от нормальных землетрясений, для которых характерное время события примерно пропорционально корню кубическому из энергии или сейсмического момента, длительность эпизодов асейсмического скольжения и медленных землетрясений увеличивается с масштабом значительно быстрее, пропорционально  $M_0$  (рис. 3, Б).

Наиболее вероятно, что и медленные землетрясения и эпизоды асейсмического скольжения представляют собой результат стабильного скольжения по участкам разломов с субкритическим напряженно-деформированным состоянием. Согласно существующим представлениям [Scholz, 1998] стабильное скольжение характерно для относительно слабо консолидированных участков либо расположенных на небольших глубинах, либо в тех случаях, когда эффективные нормальные напряжения на плоскости разлома снижены из-за высокого давления жидкости. Сейсмотомографические исследования показывают, что явления медленного скольжения часто происходят в регионах с высоким отношением  $V_p/V_s$ , аномально высоким коэффициентом Пуассона, или на участках со слоями сверхнизкой скорости распространения поперечных волн [Peng, Gomberg, 2010]. Кроме того, важную роль, вероятно, играют свойства материала, слагающего зону магистрального сместителя разлома (Principal slip zone). Так, например, для глин, слагающих центральную часть разлома мегаземлетрясения 2011 г. Tohoku Oki, характерно радикальное разупрочнение (коэффициент трения скольжения достигает значения ~0.1) по мере развития высокоскоростного слипа [Mori et al., 2013].



Рис. 3. Зависимость скорости распространения разрыва (А) и длительности событий от величины реализованного сейсмического момента (Б). Значками показаны данные [Gao et al., 2012]. Заштрихованные области – диапазоны параметров для «нормальных» землетрясений

В то же время, для образцов глин отобранных на участке Нанкайской впадины, где происходили медленные события, характерна иная реология. Если при малых скоростях скольжения наблюдается скоростное разупрочнение контакта, то при возрастании скорости, хотя бы до нескольких мм/с, контакт переходит в стадию скоростного упрочнения и разрыв «запирается» [Ikari et al., 2013]. Это означает, что для разломных зон с такой реологией могут происходить только медленные события.

Близкое к литостатическому давление жидкости делает события медленного скольжения весьма чувствительными к внешним возмущениям поля напряжений. В пользу этого, в частности, свидетельствует то обстоятельство, что медленные события иногда мгновенно инициируются вариациями напряжений амплитудой от нескольких до десятков кПа. Эти вариации наблюдаются, например, в поверхностных волнах от региональных и телесейсмических событий [Peng, Gomberg, 2010]. Обнаруживается, также, корреляция между явлениями медленного скольжения и возмущениями поля напряжений порядка нескольких кПа от атмосферных и других погодных явлений [Liu et al., 2009]. В некоторых случаях начало асейсмичного скольжения предшествует началу сейсмической активности.

Подчеркнем, что медленные, низкочастотные события могут иметь не только тектоническую, но и гравитационную природу. Так, например, колебания с периодами десятки секунд неоднократно регистрировались при подвижке ледников [Ekström et al., 2003], а явления медленного скольжения – при сдвижении пород вдоль склонов [Psakhie et al., 2007].

#### Лабораторные эксперименты

В лабораторных опытах изучалась возможность изменения режима сдвигового деформирования трещины слабыми динамическими импульсами. Высокая степень локализации динамического разрыва при землетрясении в очень узкой центральной части разлома в известной степени служит основанием для достаточно простой постановки опытов и поиска качественных соответствий между полученными результатами и явлениями, наблюдаемыми в природе.

Для проведения опытов использовалась известная постановка эксперимента типа «слайдер» модели [Brace, Byerlee, 1966]. Описание установки и методики проведения опытов приведены в работе [Остапчук и др., 2013] опубликованной в настоящем сборнике. Ключевым являлось то обстоятельство, что использование разных смесей зернистых материалов позволило реализовать в опытах широкий диапазон режимов деформирования: стабильное скольжение (соответствует асейсмическому крипу на природных разломных зонах), перемещение в виде серии медленных подвижек («тихие» или «медленные» землетрясения), прерывистое скольжение (стик-слип) с разной величиной сейсмического момента, реализуемого за одно событие (землетрясения различного масштаба).

В качестве параметра, характеризующего режим сдвигового деформирования реализованный в эксперименте, удобно использовать максимальную скорость скольжения. При динамических срывах максимальная скорость межблокового смещения составляла величину  $V_m \sim 100-120$  мм/с, а время достижения максимального смещения  $t_m \sim 0.02-0.03$  с. При более низкочастотных «медленных» событиях  $V_m \sim 3-5$  мм/с, а  $t_m \sim 0.3-0.5$  с. Выполненные измерения демонстрируют, что условно-стабильное скольжение также состоит из участков ускорения и за-

медления, однако максимальная скорость смещения в этом случае более чем на два порядка ниже, чем при стик-слипе V<sub>m</sub> ~ 0.3–0.5 мм/с, а длительность эпизода достигает нескольких секунд. Примеры деформационных событий различного типа показаны на рис. 4.

Динамическое воздействие на систему осуществлялось ударами стальных шаров массой 30 г со скважностью 1 с и периодом основных фаз одиночного импульса около 200–300 мкс. Колебания имели малую, по сравнению с прочностью контакта, амплитуду. Примеры зарегистрированных в экспериментах зависимостей межблокового перемещения от времени приведены на рис. 5.

Во всех приведенных примерах эффект вибраций виден достаточно отчетливо. Остаточные межблоковые перемещения, возникающие в результате каждого акта импульсного воздействия на напряженную границу раздела [Адушкин и др., 2009], приводят к увеличению скорости «досейсмического» крипа, которое особенно заметно на заключительной стадии подготовки динамического события. Как показали полученные результаты, эффект вибраций существенно зависит от режима деформирования контакта. В случае регулярного стик-слипа с высокой амплитудой скачка перемещения (рис. 5, а) присутствие вибраций может заметно ослабить амплитуды отдельных срывов, снижая при этом рекуррентное время между событиями. Суммарный сейсмический момент, реализуемый в ходе динамических событий, снижается при этом всего лишь на 5–15%, т.е. на медленный крип, инициируемый вибрациями, приходится около 5–15% перемещения.

В области средних амплитуд динамических срывов (область нестабильного скольжения) амплитуда скачка перемещения либо слабо снижается при воздействии вибраций, либо парадоксальным образом увеличивается (рис. 5, б). Наконец, в области низкоамплитудных подвижек, происходящих с малыми скоростями (рис. 5, в), вибрация приводит к практически полной трансформации потенциальной энергии деформации в асейсмический крип.

Обобщение результатов проведенных экспериментов показало, что наиболее эффективным воздействие вибраций оказывается для перевода низкоамплитудных подвижек в режим стабильного скольжения. В случае квазистабильного скольжения с небольшим количеством низкоамплитудных подвижек кумулятивный сейсмический момент, реализованный через динамические подвижки, уменьшается многократно.

В условиях нестабильного скольжения вибрации переводят некоторую часть низкоамплитудных событий в крип, в то время как количество событий с относительно большими амплитудами изменяется меньше, что приводит к увеличению средней амплитуды подвижки.

При регулярном стик-слипе средняя амплитуда динамического срыва может снизиться почти вдвое под воздействием вибраций, однако суммарный сейсмический момент, реализованный через крупные динамические события, изменяется незначительно.

#### Заключение

Выполненный в настоящей работе обзор современных данных о различных типах скольжения по разломам позволяет заключить, что для медленных деформационных событий характерны некоторые общие особенности.





Накопленные в среде напряжения релаксируют преимущественно посредством медленных перемещений. Кумулятивный момент сопровождающих «нормальных» сейсмических событий мал по сравнению с асейсмичными либо низкочастотными событиями.

Следует отметить низкую, по сравнению с "нормальным землетрясением", величину отношения амплитуды смещения к характерному размеру области скольжения.

Масштабные соотношения для медленных землетрясений и асейсмичных деформационных событий радикально отличаются от соответствующих выражений для обычной сейсмичности.

Фрикционные свойства разломной зоны на участке медленного скольжения являются промежуточными между свойствами, характерными для участков с непрерывной ползучестью и участками, проявляющими режим прерывистого скольжения. Для участков с медленным скольжением вероятно характерно высокое поровое давление флюида. Скорее всего, доминирующий режим скольжения определяется характеристиками конкретного участка разломной зоны, а не внешними вариациями напряженного состояния. Последние могут лишь играть роль триггера.

Судя по результатам лабораторных экспериментов, эффект внешнего низкоамплитудного воздействия на напряженный межблоковый контакт в значительной степени определяется фоновым режимом деформирования последнего. Наиболее эффективным воздействие вибраций оказывается для перевода низкоамплитудных подвижек в режим стабильного скольжения. В случае квазистабильного скольжения с небольшим количеством низкоамплитудных подвижек, кумулятивный сейсмический момент, реализованный через динамические подвижки, уменьшается многократно. При развитом стик-слипе, внешнее воздействие способно снизить амплитуды отдельных динамических событий, хотя кумулятивная величина излученной энергии остается неизменной. В условиях переходных режимов скольжения внешнее воздействие может даже увеличить амплитуду динамических срывов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-00780-а, 13-05-00950-а и НШ-203.2012.5) и ОНЗ РАН (Программа №6).

#### Литература

Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Виноградов Е.А., Гончаров А.И., Куликов В.И., Кулюкин А.А. О влиянии сейсмических колебаний на развитие тектонических деформаций // ДАН. 2009. Т. 426, № 1. С. 98–100.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.

Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов: том 2 / Отв. ред. Н.Н. Мельников. РАН, Сиб. Отд-ние, Ин-т горного дела. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. 261 с. (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 25).

Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Способ снятия упругой энергии в напряженных средах для предотвращения землетрясений. Патент RU 2289151; 10.12.2006.

*Мухамедиев Ш.А.* Предотвращение сильных землетрясений: реальная цель или утопия? // Физика Земли. 2010. №11. С. 49-60.

Останчук А.А., Кочарян Г.Г., Марков В.К., Павлов Д.В., Салтыков Н.В. Влияние структурных свойств нарушения сплошности на режим сдвигового деформирования // Настоящий сборник.

Псахье С.Г., Попов В.Л., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Ружич В.В., Смекалин О.П., Борняков С.А. Способ управления режимом смещений во фрагментах сейсмоактивных тектонических разломов. Патент RU 2273035; 27.03.2006.

*Bak P.* How nature works: The science of self-organized criticality. New York: Springer-Verlag, Inc., 1996. 372 p.

*Ekström G., Nettles M. & Abers G.A.* Glacial earthquakes // Science. 2003. V. 302. P. 622–624.

*Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J.* Scaling Relationships of Source Parameters for Slow Slip Events // Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 102, No. 1. P. 352-360, February 2012, doi: 10.178510120110096

Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J. Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes // Nature geoscience. 2013. V. 6. P. 468-472. DOI: 10.1038/NGEO18198

Kanamori H., Hauksson E. A slow earthquake in the Santa Maria Basin, California // Bull. Seismol. Soc. Am. 1992. V. 82. P. 2087-2096.

*Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G.* A slow earthquake sequence on the San Andreas fault // Nature. 1996. Vol. 383. P. 65–68.

*Liu C.C., Linde A.T., Sacks I.S.* Slow earthquakes triggered by typhoons // Nature. 2009. Vol. 459, doi:10.1038/nature08042

*Mori J., Chester F., Eguchi N., Toczko S., Brodsky E., Kodaira S.* JFAST: Drilling to the plate boundary to study large slip of the 2011 Tohoku-Oki, Japan earthquake // Joint Assembly IAHS - IASPO - IASPEI. Gothenburg, Sweden, 22-26 July, 2013. JP.01.

*Peng Z., Gomberg J.* An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // Nature geoscience. 2010. V. 3. P. 599-607, doi:10.1038/ngeo940.

*Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V., Popov V.L., Astafurov S.V.* A new way to manage displacements in zones of active faults // Tribology International 40 (2007). P. 995–1003.

*Brace W.F., Byerlee J.D.* Stick-slip as a Mechanism for Earthquakes // Science. 1966. V. 153. P. 990–992.

Sacks I.S., Suyehiro S., Linde A.T., Snoke J.A. Slow earthquakes and stress redistribution // Nature. 1978. V. 275. P. 599-602.

Scholz C.H. Earthquakes and friction laws // Nature. 1998. V. 391. P. 37-42.

Steinbrugge K.V., Zacher E.G. Fault Creep and Property Damage // Bulletin of the Seismological Society of America. 1960. Vol. 50, No. 3. P. 389-396.

*Tocher D.* Creep Rate and Related Measurements at Vineyard, California // Bulletin of the Seismological Society of America. 1960. Vol. 50, No. 3. P. 396-405.

*Wei M., Kaneko Y, Liu Y., McGuire J.J.* Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity // Nature geoscience. 2013. V. 6. P. 566-570. DOI: 10.1038/NGEO1835.

# ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ КАК ТРИГГЕРНЫЙ МЕХАНИЗМ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

#### С.И. Шерман

На основе сейсмического мониторинга изучены закономерности возникновения новых очагов землетрясений в областях динамического влияния активных разломов. Последовательное во времени и ориентированное вдоль простирания разлома возникновение новых очагов соответствует физическому определению волнового процесса, а деструкция внутриразломной среды – её дополнительной деформации и активизации разлома. Оценены параметры деформационных волн, их векторы, сделаны выводы об их глубинных уровнях и вероятном генезисе.

#### Введение

К настоящему времени наличие волновых процессов в литосфере Земли и их роль как триггерных механизмов сейсмического процесса в разной степени значимости обсуждены в целом ряде монографий [Николаевский, Рамазанов, 1986; Соболев, 2011; Хаин, Халилов, 2008; Викулин, 2003; Быков, 2005, и мн. др.] и значительном количестве статей, основополагающими из которых являются работы К. Аллена [Allen, 1969] и К. Касахары [Kasahara, 1979]. Волны, так или иначе связанные с сейсмическим процессом, получили различные названия при описании разными авторами, хотя суть интерпретируемых волновых процессов различается не всегда и не существенно. Чаще всего волновые процессы рассматриваются как триггерные механизмы возбуждения или/и направленной пространственно-временной миграции мест возникновения новых очагов землетрясений. Физика возбуждаемых сейсмических процессов позволяет именовать волны деформационными [Шерман, 2009, 2013]. Для различных регионов мира они характеризуются определенной векторной направленностью, сопоставимыми фазовыми скоростями и периодами, что дает основание рассматривать их в качестве триггерных механизмов, нарушающих метастабильное состояние разломноблоковой среды литосферы, определяющей сейсмический процесс в ней [Садовский, Болховитинов, Писаренко, 1987; Садовский, Писаренко, 1991]. Ниже дана характеристика деформационных волн на примере ряда сейсмических зон Центральной Азии.

# Сейсмический мониторинг сейсмоактивных разломов Центральной Азии и деформационные волны

Активизация разломов – комплексное геолого-структурное понятие. Для анализа сейсмичности активным будем считать разлом, в области динамического влияния которого, за интересующий нас интервал времени, произошло одно или более событий. Принимаемое «возрастное» ограничение означает, что в сейсмической зоне не все разломы одинаково активны, а некоторые могут оказаться

пассивными в заданные нами интервалы времени. Для выделения активных разломов в короткопериодные интервалы времени предложено уравнение и составлена программа, которая позволяет классифицировать сейсмоактивные разломы в течение последних, например 50 лет, по количественному индексу их активизации, в том числе и за на более короткопериодные интервалы времени [Шерман, 2009]. При этом для каждого активного разлома в границах площади его динамического влияния за 50-летний или другой статистически обеспеченный событиями временной промежуток выявляется тенденция пространственно-временной локализации событий. Они выстраиваются в последовательные ряды возникновения новых очагов землетрясений. Их статистические последовательности характеризуются, чаще всего, высокими коэффициентами корреляций, что позволяет интерпретировать формирование очагов как результат воздействия фронтов деформационных волн. В целом однонаправленная тенденция возникновения новых очагов землетрясений вдоль осевой линии разлома интерпретируется как результат движения фронта деформационной волны, которая в качестве триггерного механизма нарушает метастабильное состояние зоны разлома и стимулирует возникновение очагов землетрясений.

По разработанной программе изучены сейсмоактивные разломы сейсмических зон Центральной Азии (рис. 1). Отчетливо выделяются два генеральных направления векторов движения деформационных волн: с востока на запад и, наоборот – с запада на восток. Их граница, представленная расширяющейся к югу субмеридиональной зоной, проходит примерно в пределах полосы 105–108° в.д. Она разграничивает Центральную Азию на две громадные области с разной интенсивностью современной сейсмической активизации разрывов: восточную с относительно слабой интенсивностью и западную – высокой интенсивности. Эта полоса раздела совпадает с намеченной Г.Н. Каттерфельдом [1962] по структурным элементам земного шара и названной им естественной границей западного и восточного полушарий Земли. Позже, на базе анализа комплексов геологических и геофизических признаков и контрастным различием в генеральном простирании геологических структур [Комаров и др., 1978] в этих же меридиональных границах на всем протяжении от Северного Ледовитого океана до Индийского выделили Верхояно-Бирманскую зону сочленения Центрально- и Восточноазиатских структур [зона ВЕБИРС]. По мнению авторов она представляет собой достаточно широкую (400-500 км) зону, в которой происходит перестройка одного направления структур на другое, затухают одни и зарождаются другие структуры, в связи с чем имеют место их взаимное наложение и воздействие. Зона Верхояно-Бирманского сочленения рассматривалась Ю.В. Комаровым и соавторами [1978] как естественная граница Центральноазиатского сегмента Азии и Тихоокеанского подвижного пояса, или «является зоной сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на Азиатском континенте» [ibidem, стр.23]. Зона заложена, скорее всего, в протерозое и все последующее время вплоть до настоящего остается активной, оказывая влияние на геодинамические процессы, в том числе и на различия сейсмической активности разграничиваемых регионов. Не удивительно, что и на демонстрируемой карте деформационных волн характеризуемая меридиональная граница азиатского континента выступает зоной раздела их векторной направленности.



Рис. 1. Схема сейсмоактивных деструктивных зон Центральной Азии

Идентичность направленности векторов деформационных волн на большой по площади территории Центральной Азии свидетельствует об их региональных, но, в то же время, разных генетических источниках, для западных и восточных от границы групп сближенных сейсмических зон континентальной литосферы. В то же время для сейсмических зон Центральной Азии характерны общие, сближенные по количественным параметрам фазовые скорости и периоды, а также глубины очагов землетрясений (за исключением редких катастрофических), не превышающих 30–40 км (табл. 1). Приведенные количественные характеристики позволяют рассматривать анализируемый класс деформационных волн как соответствующий третьему глубинному уровню [Sherman, 2013], генерируемому, главным образом, смещениями крупных блоков литосферы. Они, в свою очередь, генерируются подлитосферными движениями масс в астеносферном слое. Эти смещения по схеме В.Н. Николаевского и Т.К. Рамазанова [1986] могут генерировать волновые процессы в литосфере благодаря высокому энергетическому потенциалу смещающихся масс.

#### О других факторах, генерируемых волновыми процессами в литосфере

В работе А.В. Гулельми и О.Д. Зотова [2013] показано, что колебания Земли с периодом около 54 минут приводят к слабой модуляции сейсмической активности. Ставится задача дальнейшего исследования выделения землетрясений, индуцированных собственными колебаниями Земли.

А.А. Гусев [2013], проводя фрактальный анализ очага землетрясения, показал, что при скольжении по сместителю трещины в очаге возникают временные ускорения с плоскими спектрами с достаточно высокой частотой типа  $\omega^{-2}$ . Автором

#### Таблица 1

Основные параметры деформационных волн на основе различных методов исследования миграций мест возникновения очагов землетрясений в различных деструктивных зонах континентальной литосферы Азии

Регионы и	Параметры деформационных волн						
сейсмические	Типы волн	Длина, км	Фазовая	Период,	Магнитуда		
зопы	или сегменты		скорость,	годы	контролируе-		
	ЗОН		км/год		мых землетря-		
					сении		
Гималайская	Major wave	1035 ~	0,442 ~ 0,827	1,25 ~ 4,31	Не контроли-		
подвижная	Главные вол-	2130	(м/год)	(млн лет)	руют сильные		
дуга, сейсми-	НЫ	<b>R</b> (1, 1005	0.007 0.000	0.404 0.005	землетрясения		
ческие зоны	Subsidiary	761 ~ 1385	0,237~3,009	0,404 ~ 3,205	Возможен в		
центральной	wave group		(м/год)	(млн лет)	ограниченных		
Азии [ wang, 7hana 2005]	1 руппа дви-				случаях кон-		
Zhang, 2005]	жущихся волн				троль сильных		
	Single subsi	247 480	0.407 5.172	0.067 1.170	Возможении		
	diary wave	$347 \sim 400$	(M/EOT)	(MIII IET)	Контроли		
	Блициције из		(млод)	(MJIH.JICI)	сильных зем-		
	группы лви-				петрясений		
	жушихся волн				летриссний		
Северо-	Северо-Анато-						
Анатолийская	лийский раз-	645	43	15			
система раз-	лом		_	-			
ломов	Восточно-				Контролируют		
	Анатолийский	255	17	15	землетрясения		
	разлом				c M≥4.4		
	Западная ветвь						
	Северо-	120	8	15			
	Анатолийского	120	0	15			
	разлома						
Байкальская	Центральный	340	17	20	$M = 4,4 \div 6,6$		
сейсмическая	сегмент	~ 1 0			$(K = 12 \div 16)$		
зона	Юго-западный	640	29	22	$M = 4,4 \div 6,6$		
	сегмент	2(0	12	20	$(K = 12 \div 16)$		
	Северо-восточ-	360	13	28	$M = 4, 4 \div /, 2$		
0	ный сегмент	2(5	12	21	$(K = 12 \div 1/)$		
Сеисмические	Зона II, Мон-	265	13	21	$M = 3 \div /, 8$		
ЗОНЫ Цалана на на м	ГОЛИЯ	102	10	10	$(K = 10 \div 18)$		
Дентральной	JOHA V,	182	10	18	$M = 3, 5 \div 6, 2$ ( $V = 10 \div 14$ )		
Азии	Хитан Зана VIII	222	12	10	$(K = 10 \div 14)$ M = 2.4 ÷ 5.9		
	Зона VIII, Китай	232	12	19	$1VI = 3,4 \pm 3,8$ (K = 10 \pm 15)		
	Zoua IX	130	9	15	$M = 3 \div 7.5$		
	битай	137	7	15	$(K = 10 \div 18)$		
	китаи				$(\mathbf{x} = 10.18)$		

разработана кинематическая методика моделирования сейсмических волн, излучаемых очагом землетрясения в широкой полосе частот. Еще раз подтверждается мысль о генерации волн благодаря межблоковым подвижкам на различных иерархических уровнях. В.В. Адушкин и А.А. Спивак [2012] продемонстрировали широкое распространение на земном шаре микросейсм с частотами меньше  $10^{-4}-10^{-5}$  Гц. Данные опираются на ежегодное фиксирование около одного миллиона землетрясений с  $M \ge 2$  и более десяти тысяч событий с  $M \ge 4$ . Микросейсмические колебания [Адушкин, Спивак, 2012] способствуют не только накоплению упругой энергии на блоковых неоднородностях земной коры, но и являются триггером её высвобождения. Совершенно естественно, что значительное количество слабых землетрясений в верхних горизонтах земной коры является в большей степени вероятности результатом нарушения динамического равновесия метастабильной разломно-блоковой, кусковатой, среды земной коры благодаря триггерным воздействиям, чем вариациям напряженного состояния.

Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями детально обсуждаются в статьях Г.Г. Кочаряна, В.Н. Костюченко и Д.В. Павлова [2004], Г.Г. Кочаряна и А.Е. Фёдорова [1990] и др. В них рассматривается возможность деформации блочной среды за счет накопления результатов воздействий «ничтожных» по величине силовых полей. Они реализуются благодаря нелинейности деформационных характеристик межблоковых разломных зон в областях малых деформаций [Костюченко, Кочарян, Павлов, 2002]. Показано, что однозначность соотношений «напряжение – перемещение», известное для континуальных сред, в блочной среде не всегда выполняется [Кочарян, Спивак, 2003]. И интегрированные слабые воздействия, и кратковременные динамические воздействия на метастабильную блочную среду способны инициировать медленный деформаций процесс, вклад которого в суммарную величину накопленных деформаций может быть весьма значительным. Изложенное объясняет возможность колебательных и волновых процессов приводить к смещениям блоков и, следовательно, к активизациям межблоковых разрывов.

В ряде публикаций Г.А. Соболева [Соболев, 2004; Соболев, Любушин, 2007; и др.] приводятся примеры появления низкочастотных и сверхнизкочастотных микросейсмических колебаний перед несколькими большими землетрясениями мира. Зафиксированные наблюдения могут рассматриваться как индикаторы присутствия в сейсмическом процессе скрытых периодичностей, которые могут рассматриваться как своеобразные триггерные эффекты сейсмического процесса [Соболев, 2011].

Небезынтересна волновая природа сейсмического процесса, рассматриваемая А.В. Викулиным [2003] на материалах окраины Тихого океана. Она затрагивает активизацию межблоковых разломов в связи с вращательными движениями блоков. Их поворотные движения связаны с вращением Земли. В деталях ротационной модели лежат представления о поворачивающихся в условиях вращающейся планеты «элементарных» сейсмофокальных блоках. В рамках модели показывается, что волны миграции сейсмичности [интенсивности землетрясений], волны деформации и колебания Чандлера тектонически взаимосвязаны. На основе мирового сейсмологического материала устанавливаются корреляционные зависимости между скоростями миграции землетрясений и значениями их магнитуд. Разработана модель очага, соответствующая волновым ротационным свойствам сейсмического процесса. В рамках модели землетрясение является результатом взаимодействия тектонической волны с «элементарным» сейсмофокальным блоком, нарушающим его метастабильное состояние. Таким образом, активизация межблоковых разломов – есть следствие вращения блоков, во многом, повторяем, взаимосвязанного с вращением планеты. Данные инструментальных наблюдений указывают на наиболее вероятный широкий диапазон угловых скоростей вращения блоков и плит, оцениваемый значениями 10<sup>-8</sup>–10<sup>-6</sup> рад/год [Викулин, Иванчин, 2013]. Вводимые параметры и понятия о ротационных волнах как одном из многих других источников, воздействующих на сейсмический процесс волновых процессов в литосфере, безусловно, важны и достойны внимания. При подобной постановке геодинамические режимы Земли как отражение глубинной геодинамики и субдукции на восточной окраине Тихого океана отступают на второй план. В рамках обсуждения вопросов об активизации разломов и деформационных волнах как триггерных механизмах их короткопериодной активности следует учитывать и те вращательные моменты отдельных блоков литосферы, возникающие на фоне скоростных импульсов постоянного вращения Земли.

В работе [Кузьмин, 2012] прямыми геодезическими измерениями установлены «межразломные» и «внутриразломные» волны. Большинство эмпирически выявленных характеристик пространственно-временной миграции современных деформаций в разломных зонах наиболее естественно трактовать в рамках современных представлений об автоволновых процессах. Волновой процесс в зонах разломов результат параметрического возбуждения внутриразломной среды малыми воздействиями. Предложена феноменологическая модель формирования автоволновых деформационных процессов.

Изложенные отдельные, существенно отличающиеся по фиксированию и методике обработки факты, демонстрирующие роль деформационных волн как оригинальных триггеров селективной активизации разноранговых (от трансрегиональных до локальных) разломов, и возбуждения, их существенно отличающихся по магнитудам сейсмических событий, свидетельствуют о необходимости дальнейшего изучения многогранных волновых процессов в литосфере Земли и их воздействия на метастабильную разломно-блоковую структуру верхней, хрупкой части литосферы.

#### Заключение

1. Волновой процесс широко распространен в континентальной литосфере Земли и представлен преимущественно деформационными волнами, генерируемыми различными источниками и охватывающими различные глубинные уровни литосферы (рис. 2). Их схематическое изображение на рисунке показывает различные глубины проникновения волн и их относительный энергетический потенциал. По скорости распространения деформационные волны классифицируются на «медленные волны», распространяющиеся по всему разрезу литосферы со скоростью около 1 км/млн лет, и одиночные или движущиеся деформационные волны, распространяющиеся в верхней, хрупкой части континентальной литосферы со скоростью от километров до десятков километров в год [Sherman, 2013].

2. Деформационные волны нарушают метастабильное состояние разломноблоковой среды литосферы, стимулируют межблоковые смещения, генерируя в качестве триггерного механизма активизацию разноранговых разломов.



Рис. 2. Схема разноранговой разломно-блоковой структуры литосферы Разноранговые блоки разделены сплошными линиями различной толщины, выделяющими межблоковые разломы различных рангов. Пунктирными линиями выделены фронты волн различных глубинных уровней. Буквами a,b и с соответственно показаны астеносфера, нижняя и верхняя части литосферы. Стрелки – векторы волн различных глубинных уровней

 Параметры деформационных волн определяют селективную короткопериодную активизацию разломов и закономерности пространственно-временной локализации синхронно проходящих и контролируемых ими процессов.

Исследования поддержаны грантом РФФИ (12-05-91161-ГФЕН\_а); Программами ОНЗ РАН № 7.7 и Президиума РАН № 4.1.

#### Литература

Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. 2012. № 3. С. 3-21.

Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.

Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.

Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физикотехнические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 3. С. 67-84.

Гулельми А.В., Зотов О.Д. О скрытой околочасовой периодичности землетрясений // Физика Земли. 2013. № 1. С. 3-10.

Гусев А.А. Фрактальный очаг землетрясения с зоной скольжения порождает временные функции ускорения с плоскими спектрами // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 465-467. Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. Государственное издательство географической литературы. Москва, 1962. 152 с.

Комаров Ю.В., Беличенко В.Г., Мишарина Л.А., Петров П.А. Верхояно-Бирманская зона сочленения Центрально- и Восточноазиатских структур [зона ВЕБИРС] // Трансазиатская континентальная зона ВЕБИРС [Оперативная информация]. Иркутск: Восточно-Сибирский филиал СО АН СССР, 1978. С. 5-24.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7, № 1. С. 5-22.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород // М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.

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.

*Кузьмин Ю.О.* Деформационные автоволны в разломных зонах // Физика Земли. 2012. № 1. С. 3-19.

Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3-13.

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

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

*Соболев* Г.А. Вариации микросейм перед сильным землетрясением // Физика Земли. 2004. № 6. С. 3-13.

Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН, 2011. 56 с.

Соболев Г.А. Любушин А.А. Микросейсмические аномалии перед землетрясением 26 декабря 2004 г. на Суматре // Физика Земли. 2007. № 5. С. 3-16.

*Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Бургас, 2008. 304 с.

Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8-21.

Allen C.R. Active faulting in northern Turkey // Div. Geol. Sci., Californ. Inst. Tech. 1969. P. 32-34.

*Kasahara K*. Migration of crustal deformation // Tectonophysics. 1979. V. 52. № 1–4. P. 329–341.

*Sherman S.I.* Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4 [2]. P. 83–117.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПРИ ПАДЕНИИ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ (лабораторные исследования)

# С.Б. Турунтаев<sup>1</sup>, Е.В. Зенченко<sup>1</sup>, О.Ю. Мельчаева<sup>2</sup>, И.Д. Шовкун<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер РАН, Москва <sup>2</sup>Московский физико-технический институт, Москва

Возникновение сейсмических событий при закачке жидкости в недра рассматривается в многочисленных работах и объясняется уменьшением эффективных напряжений при увеличении порового давления. Падение порового давления также может вызывать разрушение породы и сейсмические события, однако механика этих процессов отличается от случая роста порового давления. В настоящей работе описываются результаты серии лабораторных экспериментов, в которых пористые образцы насыщались жидкостью под высоким давлением, давление затем резко сбрасывалось. В экспериментах было найдено, что при сбросе давления жидкости в образце образуются микротрещины, о наличии которых можно судить по увеличению проницаемости материала после нескольких циклов закачки/сброса порового давления и по акустической эмиссии. Было показано, что уровень акустической эмиссии определяется градиентом порового давления, а не его величиной, как в случае закачки. Предлагается метод оценки изменения проницаемости образца, показана возможность оценки проницаемости по изменению акустической эмиссии и порового давления.

#### Введение

Воздействие человека на недра при разработке полезных ископаемых (в том числе добычи углеводородов), захоронении отходов, использовании геотермальной энергии сопровождается изменением естественных деформационных процессов в районах воздействия. Следствием этого зачастую являются техногенные и триггерные землетрясения, изменение уровня земной поверхности и потоков флюидов. Особую актуальность прогнозирование реакции недр на воздействие приобретает в связи с начавшимся широким введением в эксплуатацию сланцевых месторождений газа и реализацией проектов по строительству геотермальных электростанций. И в одном, и в другом случаях предполагается проведение массовых гидравлических разрывов пластов (для повышения дебитов углеводородов, увеличения приемистости закачивающих скважин).

В последние годы повысился интерес к возможностям использования пассивного сейсмического мониторинга для получения дополнительной информации о механических свойствах коллекторов, сейсмодеформационных и флюидодинамических процессах, происходящих в них. Наиболее широко пассивный сейсмический мониторинг используется для оперативного определения положения трещины гидроразрыва пласта. Появились и работы, показывающие возможность использования данных микросейсмического мониторинга для оценки проницаемости пласта. Значительная часть работ посвящена изучению сейсмических процессов при росте порового давления [Махwell, 2010]. Вместе с тем сброс порового давления также может привести к разрушению пористой среды. Такая ситуация рассмотрена, в частности, в работе [Христианович, 1985] применительно к проблеме внезапных выбросов угля, в работе [Alidibirov, Panov, 1998] применительно к вулканическим извержениям.

Изменение порового давления при фильтрации сжимаемой жидкости в упруго деформируемой пористой среде было рассмотрено В.Н. Щелкачевым, который вывел так называемое уравнение пьезопроводности [Щелкачев, 1959], связывающее изменение давления во времени с изменением в пространстве. При выводе этого уравнения Щелкачев (а, позже, и другие авторы) пренебрег зависимостью проницаемости от давления, учитывая только изменение пористости. Вмести с тем, при изменении пористости проницаемость изменяется существенно. Вариант учета зависимости проницаемости от давления был предложен В.Н. Николаевским [Николаевский, 2007]. Экспоненциальный вид зависимости проницаемости от давления, использовавшийся в его работе, был выбран на основе экспериментальных данных об изменении проницаемости при изменении давления обжима (внешнего давления, приложенного к герметично изолированному образцу пористой породы). При увеличении давления обжима возрастало и поровое давление, при этом проницаемость уменьшалась. В отличие от этого лабораторного эксперимента, в реальных условиях внешнее (горное) можно считать постоянным, тогда как поровое давления в результате извлечения или закачки флюидов изменяется. В таком случае увеличение порового давления при закачке жидкости будет сопровождать ростом пористости и проницаемости пород, уменьшение же порового давления будет приводить к уменьшению пористости и проницаемости. Разное поведение пористой среди при разных граничных условиях зачастую приводит к путанице знаков в соответствующих функциональных зависимостях.

В работе Shapiro et al. [Shapiro et al., 2002] условие возникновения сейсмического события при росте порового давления выводится на основе уравнения пьезопроводности для изотропной однородной пористой среды:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = D\nabla^2 p \tag{1}$$

$$D = \frac{k_0}{\mu_0 \beta \ m_0} \tag{2}$$

где коэффициент диффузии D постоянен, k – проницаемость,  $\beta$  – сжимаемость,  $\mu_0$  – динамическая вязкость,  $m_0$  – пористость. В приближении точечного мгновенного источника распространение критического значения порового давления, при котором возникает сейсмическое событие, может быть оценено при помощи следующего выражения:

$$r = \sqrt{4\pi D(t - t_s)},\tag{3}$$

где  $t_s$  – время начала закачки, r – радиальное расстояние от источника закачки до гипоцентра события. Строя графики распространения микросейсмических событий в координатах r-t, и находя наилучшую огибающую вида (3), можно оценить величину коэффициента гидравлической диффузии D и проницаемость среды по формуле (2).

Очевидным недостатком такого подхода является неопределенность в построении огибающей для облака микросейсмических событий и, как следствие, ошибка в определении коэффициента гидравлической диффузии. Также в уравнении (1) не учитывается зависимость коэффициента проницаемости от порового давления. В настоящей работе на основе экспериментальных лабораторных данных будет предложен альтернативный способ оценки проницаемости по вариациям сейсмической активности во времени. В работе [Turuntaev et al., 2013] этот метод использовался для оценки изменения проницаемости при росте порового давления. В данной работе будет рассмотрено разрушение пористого материала и соответствующая сейсмическая активность при падении порового давления.

#### Описание эксперимента

Схема эксперимента и фотография установки представлены на рис. 1. Прессформа с образцом располагалась вертикально. Образец занимал верхнюю часть формы и был прижат через силиконовую прокладку к верхней крышке с датчиком акустической эмиссии (АЭ) и датчиком давления. Такие же датчики располагались в нижней крышке. Частота дискретизации акустических сигналов 2,5 МГц, давления – 50 кГц.



Рис. 1. Схема (слева) и фотография установки

В качестве материала образца, моделирующего коллектор, использовался кварцевый песок с характерным размером песчинок 0,3 мм, связанный 1% примесью силикатного клея. Масса песка составляла 400 г, силикатного клея – 4 г. Высота образца равнялась 82 мм при диаметре 60 мм и пористости 33%. Прочность образца на одноосное сжатие равна 2,5 МПа, скорость звука в образце, заполненном маслом, равнялась 3,1 км/с. Проницаемость по воздуху равна 2 Дарси. Перед заполнением маслом образец вакуумировался. Масло нагнеталась через нижнюю часть пресс-формы, давление жидкости доводилось до 10 МПа. Затем, через электромагнитный клапан, находящийся в нижний крышке, осуществлялся сброс давления до атмосферного. С одним образцом проводилось до 50 циклов закачка/сброс давления.

#### Результаты эксперимента

На рис. 2 показано изменение давления жидкости, зарегистрированное при помощи датчиков, расположенных в торцах установки. Видно, что кривые падения давления становятся ближе друг к другу в каждом следующем эксперименте, что является признаком постепенного увеличения проницаемости образца. В ходе падения давления жидкости были зарегистрированы многочисленные импульсы акустической эмиссии (АЭ). Для каждого импульса АЭ было определено его положение в пространстве (координата вдоль оси образца) с погрешностью 2 мм. В качестве меры «акустической активности» была принята сумма корней кубических из амплитуд импульсов, зарегистрированных за 0,1 сек. На рис. 3 приведены примеры изменения во времени акустической эмиссии в разных экспериментах. Если сравнить кривые изменения давления (рис. 2) и поведение акустической эмиссии (рис. 3), то можно увидеть, что давление значительно падает менее чем за 0,1 сек, в то время как активность событий максимальна в течение 1–2 сек с начала эксперимента, а слабая АЭ регистрируется дольше (до 10 сек в некоторых экспериментах).

Данный факт, а также то, что для раскрытия трещин необходимо, чтобы давление в ней было выше, чем на некотором расстоянии от нее, позволяют предположить, что появление импульсов АЭ определяется не абсолютной величиной давления, а его градиентом. На рис. 4 изменение градиента порового давления в трех экспериментах сопоставлено с изменением АЭ. Видно, что наиболее интенсивная АЭ по времени соответствует максимальным значениям градиента порового давления; АЭ практически прекращается, когда градиент порового давления начинает уменьшаться. Поведение градиента отличается для различных экспериментов: максимальное абсолютное значение градиента становится меньше с каждым последующим циклом закачка – сброс давления, что свидетельствует об увеличении проницаемости образца, при этом продолжительность высоких значений градиента с каждым сбросом растет.

#### Оценка проницаемости по изменению давления

Далее будут рассмотрены три способа определения проницаемости образца. Первый способ связан с использованием данных об изменении порового давления, полученных экспериментально. Решалось уравнение пороупругости (1) с

переменным коэффициентом пьезопроводности  $D = \frac{k}{\mu_0 \beta m_0}$ . В качестве гранич-

ных условий бралась измеренная кривая давления на открытом конце и нулевой градиент давления – на закрытом (условие отсутствия потока через крышку).



Рис. 2. Изменение давления жидкости на закрытом и открытом концах образца

По кривой давления на открытом конце была рассчитана кривая для закрытого конца для малых интервалов времени (от 0,002 сек в начале эксперимента до 0,5 сек в конце). На каждом временном интервале варьировался коэффициент диффузии, который подбирался так, чтобы обеспечить наибольшее соответствие между расчетным и измеренным изменением давления на закрытом конце. Зависимость полученного таким образом коэффициента диффузии от давления для различных экспериментов показана на рис.5. Видно, что значение проницаемости существенным образом изменялось в ходе сброса порового давления. Оценка конечного значения проницаемости проводилась путем экспоненциальной экстраполяции полученного графика до атмосферного давления, как показано на рис. 5. Было найдено, что с каждым сбросом давления проницаемость образца увеличивалась.



Рис. 3. Акустическая эмиссия



**Рис. 4.** Акустическая активность: сумма корней кубических из амплитуд импульсов за 0,1 сек. Изменение градиента давления во времени для разных экспериментов

#### Оценка проницаемости по изменению акустической эмиссии и давления

Для построения модели взаимосвязи градиента порового давления и акустической эмиссии используем следующие предположения:

• микросейсмическое событие возникает тогда, когда градиент давления достигает порогового критического значения;

• критическое значение распределено в образце случайным образом и может быть описано некоторым вероятностным распределением.

Распределение критического значения градиента может быть описано при помощи распределения Вейбулла, которое часто используется для описания размеров неоднородностей в трещиноватой среде:

$$N((dp/dx)^*) = N^* ba^{-b} ((-dp/dx)^*)^{b-1} e^{-(\frac{(dp/dx)^*}{a})^b},$$
(4)



Рис. 5. Приближение зависимости коэффициента диффузии от относительного давления экспоненциальной зависимостью

где *а* и *b* – параметры,  $(dp/dx)^*$  – критическое значение градиента давления, при котором возникает событие.

Для описания изменения числа акустических событий во времени можно также воспользоваться распределением Вейбулла в виде:

$$N(t) = N * \frac{c}{t} (\frac{t}{t_0})^c e^{-(\frac{t}{t_0})^c}$$
(5)

Подберем параметры распределения Вейбулла c и  $t_0$  так, чтобы они обеспечивали лучшее соответствие между экспериментальными и расчетными данными, Для эксперимента номер 22 параметры распределения:  $N^* = 120$ , c = 1,7,  $t_0 = 0,6$ . На основе распределения (5) и измерения давления в течение эксперимента подбирается теоретическое распределение критического градиента давления вида (4) так, чтобы оно наилучшим образом удовлетворяло экспериментальной зависимости  $(dp/dx)^*(t)$  (рис. 6).

На рис. 7 показано сравнение максимального градиента давления, полученного на основе измерения давления во время эксперимента и критического градиента, рассчитанного по активности АЭ. Видно хорошее сходство между кривыми на конечном этапе, когда проницаемость уже можно считать постоянной.

Таким образом, если есть зависимость числа импульсов от времени N(t) из микросейсмического мониторинга и у нас есть модель распределения  $N(\text{grad p}^*)$  (из аналитических рассуждений, экспериментальных данных или, быть может, из каких-либо корреляций), можно рассчитать градиент давления и, на его основе, проницаемость среды.

#### Оценка проницаемости по градиенту порового давления

Рассмотрим одномерное уравнение пьезопроводности

$$\frac{\partial p}{\partial t} = D \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$$



**Рис. 3.** Эксперимент номер 22: число акустических событий за 0,1 сек (ломанная) и распределение Вейбулла



**Рис. 4.** Зависимость градиента давления от времени: точки - эксперимент, линия – оценка

С учетом начальных условий и того, что градиент на закрытом конце образца нулевой, запишем его решение в виде:

$$p(x,t) = p_{atm} + A(x) \sum_{i=0}^{\infty} \frac{1}{\mu_i^2} e^{-\mu_i^2 Dt} \cos(\mu_i x)$$
(6)

где

$$A(x) = \frac{p(x,0) - p_{atm}}{\sum_{i=0}^{\infty} \frac{1}{\mu_i^2} \cos(\mu_i x)}, \quad \mu_i = \pi i + \frac{\pi}{2}.$$
Ряд  $\sum_{i=0}^{\infty} \frac{1}{\mu_i^2} \cos(\mu_i x)$ 

сходится по Вейерштрассу и мажорирует ряд с экспонентой в уравнении (6). Рассмотрим периодическую функцию f(x) такую, что: 1) ее период равен 4: f(x+T)

$$= f(x), T = 4; 2) f$$
 четная:  $f(-x) = f(x); 3) \forall x \in [0;2]: f(x) = \frac{1-x}{2}.$ 

Для функции f(x), определенной на [-l,l] с периодом 2l, удовлетворяющей на этом отрезке условиям Дирихле, разложение в ряд Фурье по основной тригонометрической системе:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \int_{n=1}^{\infty} (a_n \cos \frac{\pi nx}{l} + b_n \sin \frac{\pi nx}{l}),$$
$$a_n = \frac{1}{l} \int_{-l}^{l} f(x) \cos \frac{\pi nx}{l} dx$$
$$b_n = \frac{1}{l} \int_{-l}^{l} f(x) \sin \frac{\pi nx}{l} dx$$

В связи с четностью:  $b_n = 0$ 

$$a_{0} = \frac{1}{2} 2 \int_{0}^{2} \frac{1-x}{2} dx = 0$$

$$a_{n} = \frac{1}{2} 2 \int_{0}^{2} \frac{1-x}{2} \cos(\frac{\pi nx}{2}) dx = \frac{1}{2} ([(1-x)\frac{2}{\pi n}\sin(\frac{\pi nx}{2})]_{0}^{2} - \int_{0}^{2} (-1)\frac{2}{\pi n}\sin(\frac{\pi nx}{2}) dx) =$$

$$= \frac{1}{\pi n} \int_{0}^{2} \sin(\frac{\pi nx}{2}) dx = \frac{2}{\pi^{2}n^{2}} (-1)\cos(\frac{\pi nx}{2})_{0}^{2} = \frac{2}{\pi^{2}n^{2}} (1-(-1)^{n})$$

$$f(x) = \int_{n=1}^{\infty} \frac{2}{\pi^{2}n^{2}} (1-(-1)^{n})\cos(\frac{\pi nx}{2})$$

Замена: n = 2k + 1 (для четных n f(x) = 0)

$$f(x) = \int_{k=0}^{\infty} \frac{4}{\pi^2 (2k+1)^2} \cos(\frac{\pi (2k+1)x}{2}) = \int_{k=0}^{\infty} \frac{1}{(\pi k + \frac{\pi}{2})^2} \cos((\pi k + \frac{\pi}{2})x)$$

Вспомним, что

$$A(x) = \frac{p(x,0) - p_{atm}}{\sum_{i=0}^{\infty} \frac{1}{\mu_i^2} \cos(\mu_i x)}, \quad \mu_i = \pi i + \frac{\pi}{2} \qquad x \in [0;0,083]$$



**Рис. 5.** Распределение Вейбулла зависимости числа импульсов от градиента давления, эксперимент номер 22

тогда получаем:

$$A(x) = \frac{p(x,0) - p_{atm}}{\frac{1}{2}(1-x)}$$

Для оценки проницаемости положим, что  $\frac{\partial A}{\partial x}(x) = 0$  (учитывая то, что  $\frac{\partial p}{\partial x}(x,0) = 0$  можно считать справедливым, а знаменатель для малых *x* является константой). Тогда:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -A(x) \int_{i=0}^{\infty} \frac{1}{\mu_i} e^{-\mu_i^2 D t} \sin(\mu_i x)$$
(7)

Рассмотрим на графике зависимости градиента от времени тот участок, на котором  $D \cong$  const (обведенные точки на рис. 9). На рис. 9 показана аппроксимация градиента давления экспоненциальной зависимостью. Полагая в формуле (7) i = 0 (именно этот член функционального ряда вносит наибольший вклад), получаем оценку коэффициента пьезопроводности:

$$D = \frac{a}{\left(\pi/2\right)^2}$$

где *а* – коэффициент при *х* в экпоненциальной аппроксимации на рис. 9.



Рис. 6. Аппроксимация градиента давления экспоненциальной зависимостью

#### Оценка проницаемости r-t методом

Для сравнения, проницаемость образца была определена при помощи метода, предложенного Шапиро и др. [Shapiro et al., 2002]. На рис. 10 показано распространение микросейсмических событий в пространстве и времени. Оценка коэффициента пьезопроводности была сделана путем построения огибающих облака событий вида (3). Пунктирная линия на рис. 10 соответствует длине образца.



Рис. 10. Определение коэффициента пьезопроводности при помощи r-t метода

#### Заключение

В табл. 1 приведены результаты определения проницаемости тремя способами. Наиболее надежным является определение проницаемости по изменению давления, измеренному на торцах образца. Вместе с тем в реальном массиве возможно измерение давления только в скважине. Показана возможность оценки проницаемости по изменению активности АЭ и данным об изменении давления жидкости в одной точке. Этот метод дал результаты, в целом более близкие к оценкам при помощи данных по давлению. Метод *r-t* оказался более грубым, что, впрочем, может быть связано с ограниченным размером образца и с тем, что в данном методе предполагается постоянство коэффициента диффузии, в то время как в данной работе показано, что в ходе эксперимента его изменение значительно.

В работе показано, что если измерена зависимость числа импульсов от времени N(t), полученная по данным микросейсмического мониторинга, и есть модель распределения числа импульсов от критического градиента давления  $N(grad p^*)$ (из аналитических рассуждений, экспериментальных данных или из каких-либо корреляций), можно рассчитать градиент давления и, на его основе, проницаемость среды.

Найдено, что по ходу проведения экспериментов проницаемость образца увеличивалась; это связано с образованием микротрещин в образце при повторяющихся сбросах давления.

Таблица 1

<u>№</u> эксперимента Метод оценки	2	6	22	32
По одномерному уравнению пьезопроводности	3,9 Д	4,9 Д	7,4 Д	9,5 Д
По градиенту давления и активности АЭ	_	3,8 Д	9,2 Д	7,3 Д
<i>r-t</i> метод	0,03 Д	1,6 Д	1,9 Д	18,6 Д

Значения проницаемости образца, определенные различными способами

Предложенный метод оценки проницаемости по изменению микросейсмической активности во времени может быть использован наряду с *r-t* методом и другими способами, что позволит увеличить надежность определения проницаемости для неоднородных коллекторов.

#### Литература

*Alidibirov M., Panov V.,* Magma fragmentation dynamics: experiments with analogue porous low – strength material // Bull. Volcanol. 1998. V. 59. P. 481–489.

*Maxwell S.* Microseismic: Growth born from success // The Leading Edge. 2010. V. 3. P. 338-343.

Shapiro S.A., Rothert E., Rath V., Rindschwentner J. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity // Geophysics. 2002. V. 67. 212-20.

*Turuntaev S.B., Eremeeva E.I., Zenchenko E.V.* Laboratory study of microseismicity spreading due to pore pressure change // Journal of Seismology. 2013. V. 17, N 1. P. 137-145.

*Николаевский В.Н.* Механика нефтегазоносных горных массивов: Учебное пособие. М.: ООО "Азбука 2000", 2007.

*Христианович С.А.* Неустановившееся течение жидкости и газа в пористой среде при резких изменениях давления во времени или больших градиентах скорости // ФТПРПИ. 1985. № 1. 18 с.

*Щелкачев В.Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М.: Гостоптехиздат, 1959.

## НАТУРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ С ПРИМЕНЕНИЕМ ТЕХНОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ЛЕДОВОЙ СРЕДАХ

#### В.В. Ружич

В статье в виде краткого обзора рассмотрены основные результаты многолетних исследований коллективов нескольких институтов, при участии специалистов Берлинского технического университета. Цель исследований определена как изучение возможностей управления режимами напряженно-деформированного состояния разломноблочной иерархически организованной среды, в которой происходят опасные динамические разрушения. Обосновывается вывод о том, что с применением контролируемых техногенных воздействий открываются перспективы безопасного снижения ущерба готовящихся масштабных явлений динамического разрушения в геосфере.

#### Введение

Проблемы снижения инженерно-сейсмического риска проявлений опасных природных и природно-техногенных динамических процессов постоянно возрастают на фоне усиливающегося антропогенного воздействия на недра Земли [Адушкин, Спивак, Дубиня, 1994; Кочарян, Спивак, 2003; Востриков, Ружич, Федеряев и др., 2009]. Несмотря на расширение возможностей мониторинга опасных природных геодинамических явлений и попыток повысить точность их прогноза, ущербы в экономике и от человеческих потерь угрожающе растут. В этой связи все большее число специалистов в нашей стране обращается к проблеме разработки физических основ для выработки решений, направленных на уменьшение ущербов от актов природных и наведенных динамических разрушений [Ружич, Черных, Левина, 2012]. В горнопроходческой деятельности освоение многочисленных открытых и подземных месторождений и их эксплуатация также сопряжены со значительными сейсмическими рисками [Востриков, Ружич, Федеряев, 2003 и др.]. При возведении и эксплуатации высотных напорных плотин, проектировании и строительстве АЭС, хранилищ с опасными веществами сейсмический риск, то есть ущерб, можно существенно снизить, если технически грамотно осуществлять превентивные меры для безопасной разрядки высоконапряженных геологических объектов, включая, прежде всего, зоны опасных сейсмогенерирующих разломов.

#### Цели и задачи исследований

Цель проводимых автором и его коллегами многолетних исследований определена как проведение активного сейсмодеформационного мониторинга и натурных экспериментов в геологической среде для изучения режимов откликов на различные виды механических энерговоздействий. Планируется, что полученные результаты будут использованы для дальнейшей разработки и совершенствования методов управления режимами деформаций в зонах сейсмогенерирующих разломов. Решались частные задачи проведения испытаний в различных геодинамических обстановках и с различными способами воздействий: в виде взрывов, вибраций, силового нагружения с применением мощных гидравлических систем, а также проведением закачек жидкостей в разрывные нарушения. Ниже в кратком изложении будут рассмотрены некоторые результаты проведения натурных испытаний в породных массивах, вмещающих зоны тектонических нарушений, а также физического масштабного моделирования в зонах многокилометровых магистральных трещин, рассекающих блочную структуру Байкальского ледяного покрова.

#### Методы и результаты проведения испытаний

Рассмотрим несколько наиболее показательных результатов проведения натурных испытаний с разнообразными техногенными воздействиями на фрагменты зон тектонических разломов: Главного Саянского и Ангарского взбрососдвига. В испытаниях использовалась разнообразная сейсмометрическая и деформометрическая аппаратура, включающая и авторские оригинальные разработки, что способствовало получению новой и важной информации. В частности, оказалось оправданным и эффективным применение новой регистрационной аппаратуры в виде сейсмостанций и датчиков линейных перемещений в сочетании с использованием мощных гидравлических систем для механического раздвигания стенок разломов и последующего мгновенного сброса давления.

Воздействия на Ангарский разлом. Наиболее ранний и существенный результат был получен при проведении в 2004–2006 гг. специалистами нескольких академических институтов (ИЗК, ИФПМ, ИДГ и др.) натурных экспериментов на специально созданном геодинамическом полигоне «Листвянка», во фрагменте зоны Ангарского разлома. В те годы удалось провести воздействия в виде сочетания слабых взрывных воздействий (не более 0,3 кг ВВ) в скважинах, пробуренных в зоне разлома, с предварительной закачкой в них нескольких тонн воды (рис. 1). В 2004 году удалось в течение трех дней комбинированными воздействиями инициировать ускоренное смещение крыльев разлома на 8 мм, тогда как суммарные возвратно-поступательные смещения в данном фрагменте за один год не превышали 0.2 мм (рис. 2). В итоге этих испытаний весьма заметным образом изменился отклик фрагмента разлома на тестовые ударные воздействия, которые проводились с применением ударов копром. Последующие измерения с применением тестовых ударных воздействий копром подтвердили, что в течение 9 лет произведенная разгрузка породного массива сохраняется. Об этом можно судить по ослабленному отклику на удары тестовые копром.

Экспериментально было показано и на других разломах, что ударные воздействия, слабые взрывы и обводнение зон разрывных нарушений приводят к изменению условий трения и переходу из условий прерывистого скольжения в состояние квазипластического течения пород в зонах разломов, сопровождаемое мелкими подвижками и выделением энергии в виде многочисленных, но относительно слабых сейсмоакустических и электромагнитных импульсов.

<u>Проведение испытаний в штольне полигона "Талая"</u>. Штольня расположена неподалеку от юго-западного замыкания Байкальской рифтовой впадины в зоне Главного Саянского сейсмоактивного глубинного разлома. В одном из ортов



**Рис. 1.** Общий вид полигона "Листвянка" в августе 2004 г., когда проводились воздействия на фрагмент Ангарского разлома в виде взрывов в пробуренных скважинах с водой. Стрелками отмечена плоскость разлома, на которой установлена измерительная аппаратура



**Рис. 2.** График инициированных воздействиями смещений по зоне разлома в результате вибраций при бурении скважин, взрывов и обводнения. Можно видеть величину смещения по разлому и ее изменения в течение полугода после испытаний

штольни в течение ряда лет осуществлялись мониторинговые наблюдения за деформациями и сейсмическим режимом, а в последние годы проведены геофизические испытания в виде техногенных воздействий. Последние проводились с применением вибрационного воздействия и путем домкратного раздвигания трещин с усилиями до 45 т и последующего регулируемого сброса в гидравлической системе по отработанной методике (рис. 3). При мгновенном сбросе давления отчетливо проявлялся эффект упругой отдачи в породном массиве в виде высокоскоростных смещений по системам залеченных разрывных нарушений, сопровождавшихся микроударами, фиксируемыми сейсмическими станциями. Ус-



**Рис. 3.** Место проведения воздействий на залеченную трещину в штольне полигона "Талая". Здесь проводились испытания с применением мощного перфоратора, ударом копром, домкратом ДН-50. Отклик фиксировался сейсмостанциями и датчиками линейных перемещений. Вверху на врезке приведена запись сейсмических колебаний наведенного микроудара с указанием измеренной амплитуды ускорения сейсмических колебаний, инициированных эффектом схлопывания при сбросе гидравлического давления в домкрате



**Рис. 4.** График деформационного отклика в виде смещений по залеченной трещине после вибрационного и ударного воздействия, а также от домкрата с эффектом схлопывания

тановлены параметры и режимы подготовки инициированных микроударов (рис. 4). Механизм инициации микроударов объясняется скоростным эффектом схлопывания стенок раздвинутой домкратом трещины и уменьшения сжатия стенок трещин в окружающем пространстве породного массива, что происходит, например, во взрывных камерах [Ружич, Черных, Левина, 2012]. Подобное воздействие на породный массив широко применялось при испытаниях и на поверхностных скальных обнажениях в зонах других разломов. В ходе проведения серии натурных экспериментов установлено, что при замедленном снятии давления домкрата возникновения значительных по энергетическому уровню микроударов не наблюдалось.

Получены следующие результаты и выводы. Высвобождение больших объемов запасенной в массиве горных пород упругой энергии контролируется высокоскоростными смещениями в ансамбле трещин окружающего породного массива. Инициации энергетически мощных очагов динамического разрушения можно избежать, ослабляя режим воздействий при проходке горных выработок, например, слабыми вибрациями, снижением энергии зарядов и увеличением перерывов между ними, что создает возможность проявления релаксационных процессов в высоконапряженном породном массиве [Ружич, Черных, Востриков, 2012].

Механические воздействия на магистральные трещины ледяного покрова Байкала. Озеро Байкал занимает значительное пространство одноименной сейсмоопасной рифтовой впадины и формирует в зимний период идеальную натурную среду для масштабных физико-механических экспериментов при изучении процессов деформирования и разрушения ледовых полей. Пресноводный лед, относимый к разновидности горных пород, в зависимости от его температурного состояния способен кардинально изменять реологические свойства от хрупкого удароопасного состояния до вязкопластического течения. Крупномасштабные магистральные трещины, с протяженностью в десятки километров, возникающие в ледовых полях Байкала, при деформировании под воздействием температурных колебаний, ветров, атмосферного давления способны излучать сейсмические импульсы с энергией, достигающей значений 10<sup>6</sup>-10<sup>8</sup> Дж, когда проявляются наиболее сильные сейсмические события, названные нами ледовыми ударами [Добрецов, Псахье, Ружич и др., 2007; Psakhie, Dobretsov, Shilko и др., 2009; Ружич, Псахье, Черных и др., 2009]. В последние годы авторами проводились углубленные исследования динамического разрушения ледяных полей с толщиной до 1 метра и более, с применением слабых подледных взрывов. Для регистрации отклика в зонах магистральных трещин устанавливалась аппаратура для сейсмических, деформационных и температурных измерений, позволяющая в натурных условиях следить за процессами подготовки быстрых подвижек и сейсмических событий и реакцией на взрывные воздействия, производимые по различным схемам расстановки мест подрывов и с учетом радиусов распространения разрушения льда.

В ходе изучения изменений напряженного состояния льда в зонах трещин осуществлялось прогнозирование приближения очередного ледового удара за разные периоды ожидания: от 1–2 недель до суток, часов, минут. Для выбора мест подготовки будущего удара по возможности использовался ряд признаков, выявляемых по акустике, конфигурации сегментов трещины, а также по сейсмическим и деформометрическим показателям. В сейсмическом режиме прогностические признаки приближения ледовых ударов отчетливо обнаруживаются в из-

менениях суточного температурного хода, когда фиксируются проявления форшоковой, афтершоковой активности и затиший длительностью в десятки минут. Отмечены характерные изменения параметров амплитудно-частотного спектра сейсмического фона, в частности, возрастание амплитуд смещений и ускорений. Установлено, что деформометрические признаки приближения ледового удара начинают проявляться за период ожидания порядка 80-260 мин., когда наблюдается асинхронность моментов реализации ледовых ударов в разных местах с отклонениями в десятки минут. Подобные отличия событий во времени свидетельствуют о локальных отличиях напряженно-деформированного состояния ледовых полей и отдельных участков зоны развития магистральной трещины, аналогично тому, что имеет место и в тектонических разломах. Выявлено, что место начала подвижки ледовых полей, как правило, приурочено к высоконапряженным сегментам зоны магистральной трещины, то есть к ее крупным неровностям или местам пересечения с другими разрывами. При выборе момента запуска управляющего взрывного воздействия неточность прогноза времени разрушения и развития зоны разрывного нарушения не имеет определяющего значения. Важнее установить местоположение наиболее напряженного участка магистральной трещины. Также важно правильно рассчитать энергию взрывов, интервалы между взрывами и определить оптимальную геометрию размещения зарядов для получения необходимого эффекта с учетом радиуса действия взрыва. Подобный опыт был проведен в зоне магистральной трещины с применением трех подледных взрывов с зарядами пороха весом 0,1 кг. Заряды, заключенные в металлическую оболочку, размещались на удалении 20 м друг от друга, подрывы производились с 15-минутным интервалом, причем третий подрыв был произведен между местами заложения двух предшествующих взрывных камер (рис. 5). Анализ измерительных данных показал, что после взрывных воздействий с задержкой в 19 мин. отклик начался в виде заметного снижения уровня сейсмического фона, продолжавшегося в течение последующих суток, при этом не проявлялись значительные по амплитудам сейсмические события. Такой результат можно интерпретировать как плавное снижение уровня напряженного состояния в ограниченном сегменте зоны развития магистральной трещины ледового поля на участке протяженностью 60 метров вследствие инициированного слабыми зарядами ускоренного вязкопластического смещения берегов трещины. Таким способом на ограниченном фрагменте разрывного нарушения в результате инициированного вязкопластического скольжения было достигнуто заметное снижение упругой энергии ледового поля, накопленной при его деформировании под воздействием метеогенных факторов.

При испытаниях в зонах магистральных трещин ледовых полей имели место случаи, когда в высоконапряженном сегменте магистральной трещины подрывом одиночного заряда удавалось инициировать скоростное вскрытие сегмента полузамерзшей трещины протяженностью в десятки-сотни метров (см. рис. 6). Проведенные испытания позволяют сделать вывод о том, что относительно слабыми по силе воздействиями на магистральные трещины в напряженном ледяном покрове Байкала можно изменять режимы отклика как в сторону замедленной релаксационной разгрузки с затишьем сейсмической активности, так и в режиме ускоренной инициации смещений крыльев с активизацией сейсмической активности. Установлено, в частности, путем анализа полученных записей деформа-



Рис. 5. Взрывное воздействие на магистральную трещину

ций и сейсмичности весьма заметное, после взрывных воздействий, изменение амплитудно-частотной характеристики магистральной трещины, проявляется в снижении амплитуд сигналов, регистрируемых в ее окрестности, наиболее выраженном в области низкочастотного диапазона (0,2–2,0 Гц). Последнее указывает на переход инициированных смещений в магистральных трещинах после серии взрывов, проведенных по определенной схеме, в режим пластического, более равномерного скольжения в сочетании с двукратным снижением амплитуд сейсмических ускорений. Заметим, что в напряженном ледяном покрове при относительно слабых взрывных воздействиях не удавалось инициировать возникновение мощного ледового удара. Полученные результаты на данном этапе исследований следует рассматривать как предварительные, но, тем не менее, испытания на ледяном покрове следует признать весьма показательными и перспективными с учетом масштабного и реологического подобия по отношению к разрывным нарушениям в геологической среде.

#### Обсуждение результатов

На основании накопленного многолетнего опыта проведения натурных экспериментов с механическими импульсными воздействиями по изучению откликов в геосистемах было установлено следующее. Режимы откликов на различные воздействия в пределах фрагментов зон разломов в наибольшей степени зависят от современного уровня их напряженно-деформированного состояния и способов проведения испытаний. При схожих неустойчивых состояниях в дизъюнктивной геодинамической системе, например, во фрагменте контактного сцепления не-
ровностей зон разломов или другого напряженного прочностного барьера, путем мощного взрывного воздействия можно вызвать еще более мощный отклик за счет мгновенного высвобождения большой части запасенной энергии [Сырников, Тряпицин, 1990; Соболев, Кольцов, Андреев, 1991]. Но, если сходное по энергии воздействие будет менее энергоемким и скоростным, то есть растянутым во времени, то и отклик системы из-за возникшей возможности включения релаксационных процессов будет заметно ослабленным. В частности, в работе М.Г. Мустафина показано, что для снижения риска динамического обрушения рекомендуется оптимальная скорость проходки подземной выработки в угольных пластах, поскольку высокая скорость проходки может привести к накоплению большого объема упругой энергии и инициированию опасного динамического обрушения, что бывало многократно [Мустафин, 2006]. Опираясь на полученные нами результаты, в целом представляется, что решение задачи превентивной безопасной разгрузки готовящегося в геологической среде опасного геоструктурного объекта заключается в разработке способов безопасного перевода высоконапряженной разломно-блоковой системы из состояния близкого к критическому в более равновесное состояние. На реальных примерах проведенных относительно маломощных испытаний в приповерхностных фрагментах разломов мы пытались показать, что комплексными воздействиями в виде небольших серийных взрывов, а также вибрациями в сочетании с флюидным насыщением контактных пятен эта задача может быть в будущем решена за счет применения более совершенного подхода для более крупных концентраторов тектонических напряжений в зонах активных разломов [Ружич, Трусков, Черных и др., 1999]. Как уже было отмечено выше, накопленная в природных условиях эндогенная избыточная энергия не переместится в другие объемы горных пород, а будет израсходована на тепловые процессы, пластические деформации и слабые сейсмические импульсы. Во многих случаях примененное техногенное снижение напряженно-деформированного состояния блочного массива горных пород через десятки-сотни лет будет вновь компенсировано тектоническими деформациями и геодинамическая система может вернуться к опасному состоянию неустойчивости. Но достигнутый выигрыш ожидается в том, что очаг готовившегося динамического события, например, горного удара или землетрясения, будет за этот релаксационный период разгружен и приведен в относительно безопасное состояние, что и является главной целью проведенных мероприятий.

#### Заключение

В качестве главного итога проведенных натурных испытаний стоит отметить следующее. В настоящее время решение задачи успешного применения будущих технологий эффективного безопасного разгружения породных массивов путем управления деформациями в пределах высоконапряженной геологической среды для многих работающих в этой области специалистов не ставится под сомнение [Пат. 2273035 РФ, 2006; Филиппов, Попов, Псахье и др., 2006; Мирзоев, Николаев, Лукк и др., 2009; Ружич, Черных, Востриков, 2012]. На масштабном уровне, соизмеримом с подземными горными выработками, сейчас остается в основном проблема разработки конкретных низкозатратных технологий внешних воздействий на высоконапряженные объекты с целью безопасного снижения избыточ-



**Рис. 6.** Инициированное взрывом динамическое раскрытие замерзшей магистральной трещины на протяжении порядка 120 м

ных напряжений применительно к условиям горных выработок. Глубины 1–4 км, где формируются очаги горно-тектонических ударов, подготовленных горнопроходческой деятельностью, вполне доступны для проведения упреждающих технологически обоснованных и мало затратных воздействий и снижения инженерно-сейсмического риска. Стоит заметить, что в горнопроходческой деятельности уже и в настоящее время в плановом режиме осуществляются мероприятия по предотвращению обрушений, сдвижений и горных ударов. Выявлять опасные высоконапряженные места подготовки динамического разрушения можно по характеру отклика фрагментов разломов на механические воздействия, а также по сейсмоакустическим, электромагнитным, деформационным параметрам. По этим данным можно оценивать степень близости к состоянию неустойчивости интересующих геоструктурных объектов.

Исследования проводились при финансовой поддержке интеграционных проектов СО РАН №№ 61, 73, 74, 20 и 100.

## Литература

Адушкин В.В., Спивак С.С., Дубиня М.Г. Сейсмические явления, наведенные подземным ядерным взрывом // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 199-207.

Востриков В.И., Ружич В.В., Федеряев О.В. Система мониторинга обвалоопасных участков бортов глубоких карьеров // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 6. 2009.

Добрецов Н.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Попов В.Л., Шилько Е.В., Гранин Н.Г., Тимофеев В.Ю., Астафуров С.В., Димаки А.В., Старчевич Я. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре // ДАН. 2007. Т. 412. № 5.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика блочных массивов горных пород / Под ред. В.В. Адушкина. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003.

Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 49–68.

*Мустафин М.Г.* Оценка влияния скорости подвигания очистного забоя на изменение динамики нагружения и характер сдвижения подработанного массива горных пород: Рабочее совещание. СПб.: ВНИМИ, 2006.

Пат. 2273035 РФ. Способ управления режимом смещений во фрагментах сей-смоактивных тектонических разломов // Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Попов В.Л., Ружич В.В., Смекалин О.П., Борняков С.А. Бюл. № 9, 2006.

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

*Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Борняков С.А., Гранин Н.Г.* Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове озера Байкал // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3.

Ружич В.В., Черных Е.Н., Левина Е.А. О способах снижения опасности динамических проявлений в глубоких горных выработках // Нелинейные геомеханико-геодинамические процессы при отработке месторождений полезных ископаемых на больших глубинах: труды 2-ой Российско-Китайской научной конференции. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2012. С. 246-251.

*Ружич В.В., Черных Е.Н, Востриков В.И.* Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в областях сильного техногенного воздействия // Влияние механических воздействий на режим смещений в разрывных нарушениях породных массивов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. С. 368-394.

Сырников Н.М., Тряпицин В.М. О механизме техногенного землетрясения в Хибинах // ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 4. С. 830-833.

Соболев Г.А, Кольцов А.А., Андреев В.О. Триггерный эффект колебаний в модели землетрясений // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 337-342.

Соболев Г.А., Шпетилер Х., Кольцов А.В., Челидзе Т.Л. Инициирование неустойчивой подвижки в лабораторных экспериментах // Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, с. 38-47.

Филиппов А.Э., Попов В.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Шилько Е.В. О возможности перевода динамики смещений в блочных средах в режим ползучести // Письма в ЖТФ. 2006. Т. 32. Вып. 12.

*Psakhie S.G., Dobretsov N.L., Shilko E.V., Astafurov S.V., Dimaki A.V., Ruzhich V.V.* Model study of the formation of deformation-induced structures of subduction type in block-structured media. Ice of like Baikal as a model medium // Tectonoiphysics. 2009. T. 465.

УДК 550.34, 550.38

## ТРИГГЕРЫ ВОЛНОВОЙ АКТИВНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И МАГНИТОСФЕРЫ

# А.В. Гульельми<sup>1</sup>, О.Д. Зотов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, guglielmi@mail.ru <sup>2</sup> Геофизическая обсерватория "Борок" ИФЗ РАН, пос. Борок (Ярославская обл.), оzotov@inbox.ru

Сделан качественный анализ триггеров, воздействующих на волновую активность двух геосфер – литосферы и магнитосферы. Разнородные на первый взгляд явления, отобранные для анализа, объединяет то, что они относятся к области критических явлений. Введено представление об эндогенных и экзогенных триггерах, вызывающих спонтанные и стимулированные переходы соответственно. Указано на кругосветное сейсмическое эхо как на импульсный триггер сильного афтершока. Указано на свободные колебания Земли как на периодический триггер, модулирующий сейсмичность. Поставлена задача о триггерном возбуждении ионно-циклотронных волн в магнитосфере.

### 1. Определение и примеры

Данная работа посвящена проблеме поиска и феноменологического описания триггеров волновой активности двух геосфер – литосферы (разделы 2-4) и магнитосферы (разделы 5-7). Разнородные на первый взгляд волновые явления, отобранные для анализа, объединяет то, что они относятся к области критических явлений. Триггером будем называть сравнительно слабое воздействие, которое приводит к значительному, вообще говоря, катастрофическому изменению состояния динамической системы. Это не очень строгое, но вполне понятное определение. Приведем два примера, поясняющие существо дела.

Восемь тысяч лет существовало о. Иссык высоко в горах Заилийского Алатау. Оно исчезло в результате быстротечной катастрофы. Один из авторов (А.В.) был в тех местах в составе экспедиции ИФЗ АН СССР и видел это красивое озеро за неделю до катастрофы. В воскресенье 7 июня 1963 года бурный сель быстро сполз в озеро и буквально выплеснул, выдавил чудовищную массу воды на нижний склон. Сель был триггером, а катастрофа произошла потому, что о. Иссык находилось в метастабильном состоянии.

Второй пример относится к электромагнитным колебаниям Pc1, которые возбуждаются в радиационном поясе Земли [Гульельми, 1979]. Обычно они возникают спонтанно. Однако давно уже было замечено, что колебания Pc1 возникают также и вслед за импульсом Ssc [Kangas et al., 1998]. Напомним, что появление Ssc свидетельствует о контакте магнитосферы с межпланетной ударной волной. Возбуждение Pc1 после Ssc объясняется кинетическими процессами, которые начинаются в радиационном поясе при сжатии магнитосферы межпланетной ударной волной. Можно было бы подумать, что межпланетные ударные волны служат триггерами, переводящими радиационный пояс в режим самовозбуждения, но это не так. Квазилинейная теория плазмы предсказывает бестриггерное возбуждение Pc1 после контакта магнитосферы с межпланетной ударной волной (подробнее об этом см. в разделе 5).

## 2. Эндогенные и экзогенные триггеры

Пусть при отсутствии триггеров эволюция динамической системы описывается уравнением

$$dq / dt = -\partial U / \partial q, \tag{1}$$

в котором q(t) - функция времени, характеризующая состояние системы. Анализ катастрофы на о. Иссык подсказал нам выбор эффективного потенциала <math>U(q) в виде кубической параболы (рис. 1). Минимум и максимум потенциала соответствуют устойчивому  $(q_1)$  и неустойчивому  $(q_2)$  состояниям равновесия системы (dq / dt = 0). Состояние  $q_1$  является метастабильным. Это значит, что под влиянием шумов, присущих любой реальной системе, или под влиянием внешнего воздействия система может перейти в состояние  $q > q_2$  и, тем самым, потерять равновесие (dq / dt > 0).

Модель (1) описывается двумя феноменологическими параметрами – высотой потенциального барьера  $\Delta U = U(q_2) - U(q_1)$  и шириной зоны перегиба  $\Delta q = q_2 - q_1$ . Введем третий параметр D – интенсивность внутренних шумов. Для этого добавим в правую часть (1) случайную функцию  $\xi(t)$  с нулевым средним, причем

$$<\xi(t_1)\xi(t_2)>=2D \,\delta(t_1-t_2),$$

где  $\delta(t)$  – дельта-функция Дирака, а угловые скобки означают статистическое усреднение. Тогда вместо динамического уравнения (1) получим стохастическое уравнение Ланжевена

$$dq / dt = -\partial U / \partial q + \xi(t).$$
<sup>(2)</sup>

Достаточно сильная флуктуация  $\xi(t)$  может вызвать критический переход. Такой переход будем называть спонтанным, а флуктуацию  $\xi(t)$  эндогенным триггером. Вероятность спонтанного перехода пропорциональна exp(- $\Delta U$  / D) [Kramers, 1940].

Дальнейшее обобщение состоит в учете внешних сил f(t), действующих на систему:

$$dq / dt = -\partial U / \partial q + \xi(t) + f(t).$$
(3)

С приближением к бифуркации реактивность динамической системы резко повышается. В этом состоянии даже слабое внешнее возмущение может вызвать катастрофу. Такой критический переход естественно назвать индуцированным, а соответствующий триггер f(t) экзогенным. Модель (3) указывает на повышение вероятности перехода ориентировочно в  $\exp[(f / D)\Delta q]$  раз (см. работу [Smelynskiy et al., 1999], в которой исследован важный частный случай синусоидального воздействия).

### 3. Сейсмическое кругосветное эхо

Стимулом для поиска экзогенных триггеров, возникающих при главном ударе землетрясения и модулирующих активность афтершоков, послужило следующее наблюдение. Суматра-Андаманское землетрясение с магнитудой M = 9,0 про-



**Рис. 1.** Потенциальный рельеф в форме кубической параболы. Черный шарик находится в метастабильном состоянии. Критический переход может произойти под воздействием эндогенного или экзогенного триггера

изошло 26 декабря 2004 года в 0 ч 58 мин 53 с по Гринвичскому времени [Завьялов, 2005]. Наиболее сильный афтершок (магнитуда М = 7,2) наблюдался с задержкой на 3 ч 20 мин относительно главного толчка. Мы совместно с А.Д. Завьяловым обратили внимание на то, что время задержки афтершока приближенно равно времени пробега поверхностной волны вокруг Земли [Гульельми и др., 2013]. Данное наблюдение навело на мысль, что фронт поверхностной волны мог быть триггером, возбудившим сильный афтершок.

Эта идея представляется нам правдоподобной, поскольку после главного толчка уровень напряжений в земной коре в окрестности эпицентра оставался высоким в течение длительного времени. Магистральный разрыв главного толчка не снял накопленных ранее напряжений, а перераспределил их на другие участки очаговой зоны, повысив тем самым вероятность возникновения в них афтершоков.

Итак, наша гипотеза состоит в следующем. Суматра-Андаманское землетрясение возбудило поверхностные упругие волны, которые распространялись от эпицентра с характерной скоростью 3,7 км/с и, совершив полный оборот вокруг Земли, возвратились к эпицентру через 3 ч после главного толчка. Это явление естественно назвать сейсмическим кругосветным эхо. С приближением к эпицентру амплитуда фронта поверхностной волны монотонно усиливалась. Можно предположить, что примерно через 3 ч после Суматра-Андаманского землетрясения в эпицентральной зоне появился тригтер в виде достаточно мощного фронта поверхностной волны. Различие на 20 мин между ожидаемым и зарегистрированным временами задержки естественно объяснить явлением последействия (overshot), характерным для реакции нелинейных динамических систем на внешние воздействия. В пользу данной интерпретации свидетельствует результат статистического исследования афтершоков сильных землетрясений, представленный в работе [Гульельми и др., 2013].

### 4. Сфероидальные колебания Земли

В разделе 2 указано, что экзогенный триггер f(t) в виде синусоидального внешнего воздействия может резко повысить вероятность катастрофы. Применительно к землетрясениям синусоидальный триггер f(t) естественно связать с резонансными колебаниями Земли, которые были возбуждены главным толчком. В работе [Гульельми и др., 2013] действительно найдена резонансная частота фундаментальной моды  $_{0}S_{2}$  сфероидальных колебаний в спектрах последовательностей афтершоков Суматра-Андаманского землетрясения 2004 года и землетрясения Тохоку 2011 года. Напомним здесь, что частота  $_{0}S_{2}$  равна 0.309 мГц, что соответствует периоду 54 мин [Жарков, 2012].



**Рис. 2.** Фрагменты спектра глобальной сейсмичности с 1973 по 2010 годы. Справа от каждого спектра указаны значения минимальной (слева) и максимальной (справа) магнитуды М и соответствующие объемы выборок. Тонкие вертикальные линии указывают на частоту фундаментальной моды сфероидальных колебаний Земли

В пользу идеи о модуляции сейсмичности сфероидальными колебаниями Земли свидетельствует не только анализ конкретных событий, но и статистический анализ большого числа землетрясений, указанных в каталоге USGS с 1973 по 2010 годы. Исходные данные были разделены на четыре группы по величине минимальной, и на четыре группы по величине максимальной магнитуды землетрясений. Результат показан на рис. 2. На восьми панелях указаны значения минимальной (слева) и максимальной (справа) магнитуд и соответствующие объемы выборок. Тонкие вертикальные линии указывают на частоту фундаментальной моды сфероидальных колебаний Земли. Только на одной панели картина спектра выглядит неясно (M < 4). На всех остальных панелях явно доминирует пик на частоте 0.309 мГц (M < 2), или на частоте 0,307 мГц (M > 4), или оба вместе (M > 1, 2, 3 и M < 6, 8). Мы считаем, что рис. 2 довольно убедительно свидетельствует о модуляции глобальной сейсмичности сфероидальными колебаниями Земли. Результат представляет интерес для геофизики, а в особенности для физики наведенной (индуцированной) сейсмичности.

### 5. Мягкий и жесткий режимы самовозбуждения

Феноменологическую модель самовозбуждения электромагнитных колебаний в магнитосфере выберем в форме (1). Состояние системы  $\varepsilon(t)$  будем характеризо-

вать квадратом амплитуды  $E^2$ , усредненным по периоду колебаний:  $\varepsilon = \langle E^2 \rangle$ . Градиент потенциала запишем в виде  $-2\gamma\varepsilon$ , где  $\gamma(\varepsilon, I)$  – нелинейный инкремент, а I – так называемый управляющий параметр (см. ниже). Тогда уравнение эволюции примет вид

$$d\varepsilon / dt = 2\varepsilon \gamma(\varepsilon, I). \tag{4}$$

Вблизи порога ( $I \sim I_c$ ) нелинейный инкремент обычно ищут в виде ряда по степеням  $\varepsilon$ 

$$\gamma(\varepsilon, I) = \eta(I - I_c) - \alpha \varepsilon + \dots, \tag{5}$$

где  $\eta$ ,  $I_c$  и  $\alpha$  – феноменологические параметры, которые можно оценить в рамках квазилинейной теории волн в плазме. Укажем для конкретности явное выражения для управляющего параметра I, вариации которого во времени определяют режим возбуждения волн Pc1 в радиационном поясе:

$$I = N(T_{\rm P}/T_{\parallel} - 1)$$

Здесь N – концентрация протонов радиационного пояса, а  $T_{\rm P}$  и  $T_{\parallel}$  – продольная и поперечная температуры протонов соответственно (см. например [Гульельми, 1979]).

В состоянии равновесия  $d\varepsilon / dt = 0$ . Согласно (4) равновесие может быть неупорядоченным, когда  $\varepsilon = 0$ , или упорядоченным, когда  $\varepsilon \neq 0$ , но  $\gamma(\varepsilon, I) = 0$ . Важное значение имеет знак коэффициента  $\alpha$  в выражении для нелинейного инкремента (5). При  $\alpha > 0$  ( $\alpha < 0$ ) говорят о системе с мягким (жестким) самовозбуждением колебаний.

Рассмотрим вначале случай  $\alpha > 0$ . (Заметим, что квазилинейная теория ионноциклотронных волн Pc1 предсказывает положительное значение  $\alpha$ .) В докритическом состоянии ( $I < I_c$ ) система стабильна и колебания отсутствуют (E = 0). При пересечении порога ( $I > I_c$ ) магнитосфера (или, точнее, некоторая колебательная подсистема магнитосферы) совершает фазовый переход второго рода. Амплитуда колебаний пропорциональна корню из надкритичности:  $E \sim \sqrt{I - I_c}$ . Таким образом, система с мягким режимом самовозбуждения характеризуется неупорядоченным состоянием при  $I < I_c$ , и упорядоченным состоянием при  $I > I_c$ . Вопрос о триггерах, вообще говоря, не актуален, поскольку установление колебаний происходит под влиянием сколь угодно малого возмущения. В контексте данной работы более интересен случай  $\alpha < 0$ . Система с жестким

В контексте данной работы более интересен случай  $\alpha < 0$ . Система с жестким самовозбуждением метастабильна в докритическом состоянии ( $I < I_c$ ). Другими словами, она стабильна относительно малых возмущений, но переходит в автоколебательный режим при начальном возмущении достаточной силы. Понятно, что при  $\alpha < 0$  мы имеем дело с триггерной системой.

В системе с жестким самовозбуждением можно наблюдать волновой гистерезис. Он проявляется, в частности, в срыве установившихся колебаний при воздействии на систему достаточно сильным импульсом. Именно это происходит иногда при землетрясениях умеренной интенсивности, когда люстры начинают раскачиваться, в то время как маятники часов останавливаются.

### 6. Антропогенные триггеры

Морфологии и физике геоэлектромагнитных волн Рс1, играющих важную роль в системе солнечно-земных связей, посвящена обширная литература (см., например, [Гульельми, 1979; Kangas et al., 1998]). Из многообразия проблем, связанных с изучением Pc1, мы выделим следующий принципиальный вопрос: жестко или мягко возбуждаются Рс1? Квазилинейная теория неустойчивости указывает на мягкий режим возбуждения в надкритическом состоянии радиационного пояса. Между тем, ряд наблюдений свидетельствует в пользу идеи о жестком возбуждении Pc1 под воздействием электромагнитных триггеров антропогенного происхождения. В литературе неоднократно отмечалась активизация Рс1 при включении технологических источников мощного электромагнитного излучения [Гульельми и др., 1978; Зотов, Калишер, 1979; Fraser-Smith, 1979, 1981; Samadani et al., 1981]. Однако, на наш взгляд, о жестком самовозбуждении Рс1 наиболее убедительно свидетельствует так называемое явление синхронизма в динамической системе магнитосфера-техносфера. Сущность явления состоит в слабой, но строго периодичной модуляции волновой активности магнитосферы, синхронизованной по часам мирового времени. Предполагается, что часовые метки являются своего рода тактовыми сигналами, глобально синхронизирующими работу технологических систем.

Явление синхронизма подробно описано в статьях [Зотов, Гульельми, 2010, 2012; Гульельми, Зотов, 2012]. Отсылая читателя к указанным публикациям, мы ограничимся здесь двумя замечаниями. Во-первых, не вызывает сомнения, что триггерами являются электромагнитные, а отнюдь не акустические импульсы из техносферы. Об этом свидетельствует малая задержка между временем предполагаемой посылки импульса и внезапным изменением режима колебаний Pc1. Во-вторых, иногда наблюдается внезапный срыв колебаний Pc 1 при включении триггера, что особо характерно именно для систем с жестким самовозбуждением. Но как возникает импульсная синхронизация энергопотребления техносферы по часам мирового времени? Каковы конкретные источники антропогенных триггеров и каков механизм их воздействия на колебательные системы магнитосферы? Это открытые вопросы, на которые еще предстоит ответить.

## 7. Землетрясение как триггер

До сих пор мы говорили о классических колебаниях Pc1, известных под названием «жемчужины», или pearl necklace по терминологии Саксдорфа, который обнаружил колебания и опубликовал свои наблюдения в 1936 году (см., например, [Kangas et al., 1998]). Помимо жемчужин существует другая разновидность Pc1, обнаруженная сравнительно недавно [Belyaev et al., 1990]. Динамический спектр этой разновидности выглядит как ряд веерообразных полос. Такие колебания сокращенно называют ИАР – ионосферные резонансы Альвена.

В контексте данной работы колебания ИАР интересны тем, что, по-видимому, существует некоторая связь ИАР с землетрясениями. В работах [Guglielmi et al., 2006; Потапов и др. 2008] обнаружены внезапные изменения режима колебаний ИАР, связанные с распространением фронтов сейсмических волн. Точнее говоря, наблюдался срыв колебаний при подходе переднего фронта волны Рэлея к точке наблюдения. Данный эффект, если его реальность подтвердится дальнейшими наблюдениями, представляет интерес с точки зрения физики литосферноионосферных связей. Предварительная интерпретация состоит в том, что на резонатор Альвена воздействует триггер в виде фронта акустической волны, сопровождающий распространение фронта волны Рэлея.

### 8. Проблемы и перспективы

Одной из первоочередных задач является систематизация триггеров, которые воздействуют на геофизические системы, находящиеся в метастабильном состоянии. Мы изложили представление об эндогенных и экзогенных триггерах. Они приводят к спонтанным и индуцированным катастрофам соответственно. Но триггеры могут различаться и по ряду других признаков. Они могут быть естественными или искусственными, импульсными или периодическими, а также силовыми или тепловыми, электромагнитными или механическими. Триггеры могут иметь земное или космическое происхождение. Рациональная классификация и номенклатура триггеров улучшит взаимопонимание геофизиков, изучающих критические явления, позволит находить полезные аналогии и облегчит построение обобщающих моделей геофизических катастроф. При этом важно удовлетворить двум основным принципам классификации: принципу полноты и принципу чистоты. Это значит, что необходимо перечислить все возможные члены деления триггеров на классы и подклассы, виды и разновидности, а также позаботиться о том, чтобы члены деления не перекрывались.

Интересным и продуктивным представляется нам дальнейший поиск эффектов модуляции сейсмичности на частотах собственных колебаний Земли. Это относится также и к поиску кругосветных сейсмических эхо землетрясений. Судя по всему, кругосветные эхо-сигналы могут быть триггерами, стимулирующими возбуждение афтершоков.

Остается открытым вопрос о механизмах формирования в магнитосфере колебательных систем с жестким самовозбуждением. Мы надеемся, что решение этой проблемы позволит продвинуться в интерпретации слабой, но статистически достоверной модуляции электромагнитных волн Pc1, синхронизованной по часам мирового времени.

Вопрос о воздействии землетрясений на режим возбуждения Pc1 также заслуживает пристального внимания. Особый интерес представляет эффект срыва колебаний Pc1 при возмущении ионосферы акустическими волнами от землетрясений.

Выражаем благодарность А.Д. Завьялову, Л.Е. Собисевичу и А.Л. Собисевичу за подробное обсуждение всех аспектов проблемы.

Работа выполнена в рамках проекта 6.2 Программы № 4 Президиума РАН и проекта РФФИ № 13-05-00066.

## Литература

Гульельми А.В. МГД волны в околоземной плазме. М.: Наука, 1979. 139 с.

*Гульельми А.В., Довбня Б.В., Клайн Б.И., Пархомов В.А.* Стимулированное возбуждение альвеновских волн импульсным радиоизлучением // Геомагнетизм и аэрономия. 1978. Т. 18, № 1. С. 179–181. *Гульельми А.В., Зотов О.Д.* Явление синхронизма в динамической системе магнитосфера-техносфера-литосфера // Физика Земли. 2012. № 6. С. 23-33.

*Гульельми А.В., Зотов О.Д., Завьялов А.Д.* Динамика афтершоков Суматра-Андаманского землетрясения // Физика Земли. 2013 (в печати).

Жарков В.Н. Физика земных недр // М.: Наука и образование. 2012. 384 с.

Завьялов А.Д. Землетрясение у берегов Суматры // Природа. 2005. № 5. С. 29-35.

Зотов О.Д., Гульельми А.В. Проблемы синхронизма электромагнитных и сейсмических событий в динамической системе Магнитосфера-Техносфера-Литосфера // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 16. С. 19-25.

Зотов О.Д., Гульельми А.В. Эффекты антропогенного воздействия на магнитосферу и литосферу // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. 2012. Т. 5. С. 180-185.

Зотов О.Д., Калишер А.Л. Статистический анализ эффектов искусственного воздействия на ионосферу // В сб. "Влияние мощного радиоизлучения на ионосферу" / Под ред. Перцовского Р.А. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1979. С. 150-153.

Потапов А.С., Довбня Б.В., Цэгмед Б. О воздействии землетрясений на ионосферные резонансы Альвена // Физика Земли. 2008. № 4. С. 93–96.

Belyaev P.P., Polyakov S.V., Rapoport V.O., Trakhtengerts V.Y. The ionospheric Alfven resonator // J. Atmos. Terr. Phys. 1990. V. 52. P. 781–788.

*Fraser-Smith A.C.* Weekend increase in geomagnetic activity // J. Geophys. Res. 1979. V. 84(A5). P. 2089-2096.

*Fraser-Smith A.C.* Effect of man on the geomagnetic activity and pulsations // Adv. Space Res. 1981. V. 1. P. 455-466.

Guglielmi A., Potapov A., Tsegmed B., Hayakawa M., Dovbnya B. On the earthquake effects in the regime of ionospheric Alfvén resonances // Physics and Chemistry of the Earth. 2006. V. 31. P. 469–472.

Kangas J., Guglielmi A., Pokhotelov O. Morphology and physics of short-period magnetic pulsations (A Review) // Space Sci. Rev. 1998. V. 83. P. 435-512.

*Kramers H.A.* Brownian motion in a field of force and diffusion model of chemical reactions // Physica (Utrecht). 1940. V. 7. N 4. P. 284-304.

Samadani R., Fraser-Smith A.C., Villard Jr. O.G. Possible change in natural Pc1 pulsation activity caused by BART // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N A11. P. 9211–9214.

Smelynskiy V.N., Dykman M.I, Golding B. Time oscillations of escape rates in periodically driven systems // Phys. Rev. 1999. V. 82. N 16. P. 3193-3197.

# ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРИГГЕРНОГО ЭФФЕКТА

## КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИНИЦИИРУЮЩЕГО И ТРИГГЕРНОГО ВОЗДЕЙСТВИЙ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ИХ ПРИЛОЖЕНИЯ

## А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва avagimov@ihed.ras.ru, zeigarnik@ihed.ras.ru

Проведено сопоставление энергий воздействия на геосреду мощными электрическими импульсами и геомагнитным полем различной структуры с установленными энергетическими характеристиками динамического процесса – пороговых уровней триггерного воздействия  $K_{tli}(k_p)$  и интенсивности релаксации  $K_{ir}(k_p)$ . Дано количественное обоснование инициирования низко- и высокоэнергичных землетрясений в зависимости от уровня сейсмической активности геосреды при внешнем воздействии. Установлен недостаток энергии при реализации одноактного триггерного воздействия для сильных событий. Недостаток энергии восполняется инициирующими и триггерными воздействиями (эффект ИТВ) физических полей. Эффекту ИТВ подобен процесс форшоковой активизации (с определением количества выделяемой энергии по  $K_{tli}(k_p)$ ), завершающий подготовку разрушения.

### Введение

Динамика геосреды, как нелинейной системы, обусловлена энергообменом в процессе получения энергии от разных источников. Внесение в этот процесс контролируемого воздействия изменяет уровень внутренней упругой энергии неоднородной среды и определяет возможность количественной оценки параметров составляющих энергообмена – деформирования, трещинообразования, релаксации [Соболев, 1993; Наведённая, 1994; Тарасов и др., 2001; Закупин и др., 2006; Триггерные, 2010; Авагимов и др., 2011]. Авторы исходят из необходимости расширить структуру энерговоздействия, не ограничиваться констатацией физически обоснованной роли «спускового крючка». С этой целью проведен анализ информативности установленных энергетических характеристик динамического процесса – пороговых уровней триггерного воздействия  $K_{tli}(k_p)$  и интенсивности релаксации  $K_{ir}(k_p)$ . Их общим свойством являются выделяемые три стадии, в которых наблюдается общность и взаимообусловленность изменений составляющих энергообмена на протяжении всего процесса.

Результаты анализа определили зависимость параметров вызванной сейсмичности от уровня внутренней упругой энергии и структуры внешнего энерговоздействия. Сопоставлены энергии воздействия на геосреду электрическими импульсами (ЭИ) от МГД-генератора [Тарасов и др., 2001; Авагимов и др., 2005; Тарасов, 2010] и геомагнитным полем [Соболев и др., 2001; Закржевская, Соболев, 2002; Бахмутов и др., 2007] с расчетным уровнем энергии триггерного воздействия по  $K_{tli}(k_p)$ . Выявлена недостаточность энергии воздействия для одноактного триггерного инициирования землетрясений выше 12–13 класса. Недостаток энергии восполняется последовательными инициирующими и завершающим триггерным воздействиями (ИТВ), названный эффектом ИТВ. Эффекту ИТВ подобен процесс форшоковой активизации, когда ускорением выделения энергии подготавливается разрушение.

#### Методика эксперимента и общие свойства распределений $K_{tl}(k_p)$ и $K_{ir}(k_p)$

Моделирование процесса было реализовано в лабораторных экспериментах. Опыты на неоднородных, модельных образцах выполнены при дискретном внешнем упругом воздействии и в последовательных циклах на этапе квазистатического режима (КСР) с обеспечением метастабильного состояния с низких уровней их внутренней упругой энергии до максимальных – перед разрушением. На их основе рассчитаны энергетические характеристики динамического процесса при воздействии – пороговые уровни триггерного воздействия  $K_{tli}(k_p)$  и интенсивность релаксации  $K_{ir}(k_p)$ , отображающие кинетику энергообмена (как функции от  $k_p$  – изменения уровня нагрузки).

Представим кратко определения искомых характеристик. Алгоритмы эксперимента обеспечили расчет уровней энергии единичного импульса акустической эмиссии (АЭ) по данным дискретных нагружений, как  $e_i = E_i/N_i$ , где  $E_i$  – энергия воздействия,  $N_i$  – число АЭ импульсов. Из опытов следует, что энергии  $e_i$  уменьшаются до минимальных значений  $e_n$  перед разрушением, которые при максимальном уровне накопленной упругой энергии  $E_{pn}$  инициируют разрушение. Вычисление параметрического коэффициента порогового уровня триггерного воздействия, который не зависит от свойств моделей, обеспечивается нормировкой  $e_n/E_{pn}$  и равен в среднем 1 10<sup>-8</sup>. Аналогично вычислены уровни триггерного воздействия по циклам (рис. 1, а), как  $K_{tli}$  ( $k_p$ ) =  $e_i/E_{pi}$ , где  $E_{pi}$  энергия, накопленная до *i*-того цикла включительно [Авагимов, Зейгарник, 2008].

Алгоритмы эксперимента позволяют, не разрывая цельность процесса, сочетать этап воздействия упругим полем с этапом КСР на достигнутом уровне нагрузки. Для каждого цикла вычислена энергия упругого воздействия:  $E_i = F_{i \ epi}/2$ [Аки, Ричардс, 1983]. На этапе КСР реализуется процесс релаксации, энергия которой за временной интервал в 3 мин равна  $\Delta E_{ri} = \Delta F_i \Delta_{epi}/2$ . Энергия релаксации  $\Delta E_{ri}$  увеличивается до максимальных значений перед разрушением (рис. 1,6). Вычисление параметрических коэффициентов интенсивности релаксации, которые не зависят от свойств модели, обеспечивается нормировкой величины энергии релаксации  $\Delta E_{ri}$  на исходную величину энергии  $E_i$ .

Общим свойством в распределениях  $K_{tli}(k_p)$  и  $K_{ir}(k_p)$  являются выделяемые три стадии, в которых наблюдается общность и взаимообусловленность изменений составляющих энергообмена. На первой стадии до  $k_p = 0,4$  при малых величинах внутренней упругой энергии (низком уровне структурных напряжений) и максимальном пороге  $K_{tli}(k_p)$  в геосреде формируется низкий уровень интенсивности релаксации, отсутствуют условия для активного хрупкого разрушения.

На второй стадии наблюдаются увеличение интенсивности релаксации  $K_{ir}(k_p)$  и срединный уровень порога триггерного воздействия  $K_{tli}(k_p)$ . Состояние среды к завершению стадии, очевидно, является отображением критической плотности трещин, распределенных в объемах подготовки разрушения разного масштаба [Соболев, 1993].



**Рис. 1.** Распределения параметрических энергетических характеристик динамического процесса: *a* – пороговые уровни энергий триггерного воздействий; *б* – интенсивность релаксации. Вертикальные линии – условные пределы между тремя стадиями

На завершающей, третьей стадии при  $k_p > 0,8$ , внешнее энерговоздействие неоднородной среды в условиях постоянно действующих эндо- и экзогенных факторов в земной коре, необратимо ведёт к разрушению, что адекватно отображается в высоком уровне интенсивности релаксации  $K_{ir}(k_p)$  и наименьшим уровнем порога  $K_{tli}(k_p)$ , достаточным для реализации триггерного воздействия. Подобные изменения в геосреде обусловлены высоким уровнем энергонасыщенности и нелинейностью процесса взаимодействия.

Энергетические характеристики  $Kir(k_p)$  и  $K_{tli}(k_p)$  позволяют количественно обосновать последствия воздействия на стадиях развития динамического процесса.

# Соотношение энергии электрических импульсов с пороговым уровнем триггерного воздействия

Проведем оценку триггерного воздействия, необходимого для инициирования сейсмических событий с K = 7, при воздействии электроимпульсами (ЭИ) от МГД-генератора. К анализу привлечены данные по вызванной сейсмичности по Бишкекскому геодинамическому полигону (БГП). Для K = 7 уровень запасённой упругой энергии перед разрушением равен  $1\cdot10^9$  Дж, с учетом коэффициента сейсмической эффективности  $\eta$  порядка  $10^{-2}$ . Необходимая величина упругой энергии триггерного воздействия при расчетном пороговом уровне триггерного воздействия при расчетном пороговом уровне триггерного воздействия  $\Im$  дж. Энергия индуцированного упругого поля от воздействия  $\Im$  с  $E = 1,5\cdot10^7$  Дж равна  $3\cdot10^4$  Дж (при коэффициенте электромеханического преобразования Кэмп =  $2\cdot10^{-3}$  [Авагимов и др., 2011]), что на 3 порядка выше расчетной величины триггерного воздействия относительно «подготовленного» сейсмического события с K = 7. Для K = 8-2 порядка (рис. 2,I).

Подобное соотношение энергий потенциально может исключить сомнения по существу триггерного взаимодействия. Однако невозможно принять вариант



Рис. 2. І. Распределение уровней энерговоздействия: *а* – область триггерного воздействия; 1 – расчетный уровень необходимой энергии триггерного воздействия по *K*<sub>tli</sub>(*k*<sub>p</sub>); 2 – уровень упругой энергии ЭИ от МГД-генератора. II. Распределение эпицентров землетрясений с *K* ≤ 8 в окнах «до» и «после». Стрелка – положение МГД-диполя [Авагимов и др., 2005]

взаимодействия, при котором геосреда последовательно «подготавливает» пространственно локализованные неоднородности с аномальным превышением внутренней упругой энергии и структурных напряжений – объёмы десятков очагов землетрясений с К = 7–8 именно к моментам энерговоздействия. В то же время вышеизложенное является обоснованием утверждения, что существующие локальные неоднородности могут быть потенциальными объектами для формирования очагов землетрясений в пространстве влияния индуцированного упругого поля от ЭИ при повышении сейсмической активности. Установленная временная задержка в 2–4 суток от ЭИ до вызванных землетрясений [Тарасов и др., 2001; Авагимов и др., 2005; Avagimov, Zeigarnik, 2002] служит дополнением в оценке определяющей роли энергоактивности среды, на основе которой формируется рост внутренней упругой энергии.

Выделена область (а) активного триггерного воздействия, определяемая уровнем упругой энергии ЭИ ( $3 \cdot 10^4$  Дж) и расчетными значениями энергий триггерного воздействия (рис. 2,I). В пределах области обеспечивается инициирование землетрясений в диапазоне до K = 10 (без учёта физически объективных потерь в процессе воздействия). При этом в объеме локальных неоднородностей, с реализацией вызванной сейсмичности, взаимообусловлено протекает интенсивный процесс релаксации. Подобный процесс взаимодействия приводит к снижению уровня внутренней упругой энергии, избыточных напряжений локальных неоднородностей, что согласуется с наблюдаемой пониженной активностью на БГП. Очевидно, этим определяется инициирование землетрясений в основном с K ≤ 8.

Структура вызванной сейсмичности обусловлена не только совокупностью эндо- и экзогенных факторов, формирующих состояние геофизической среды, но и предопределена режимом дискретности воздействия ЭИ, выбором пространства для анализа сейсмичности [Авагимов и др., 2005]. Для анализа выбрана часть БГП, включающая Бишкекскую и Кочкорскую сейсмогенерирующие зоны – в пределах 41–44 NS; 74–76 EW (планшет П 1). Выполнена обработка по смежной равной площади 41–44 NS; 76–78 EW (планшет П 2) и планшета П 3 с их общей площадью. Из времени работы МГД-генератора выбран интервал 1987–1989 гг.,

когда было выполнено 34 пуска, что позволило установить предел выборки в 28 суток только с одним ЭИ в интервале выборки. На (рис. 2,II). представлены карты эпицентров землетрясений с  $K \le 8$ , произошедших в пределах планшета  $\Pi 1 - 3a$  14 суток в окнах суммирования «до» и «после» ЭИ. Общая сейсмическая активность в окне «после» значительно выше и определяется землетрясениями с  $K \le 8$ , а изменения внутри  $\Pi 2$  и  $\Pi 3$  – незначительные, практически фоновые.

Общая энергия ЭИ от МГД-генератора, депонированная в геосреду за 1987– 1989 гг. порядка 5,1 $\cdot$ 10<sup>8</sup> Дж, соизмерима с энергией вызванной сейсмичности при К  $\leq$  8 по планшету П 1, равной 9,5 10<sup>8</sup> Дж. В то же время оценка соотношения энергий по упругим полям с учетом Кэмп преобразования [Авагимов и др., 2011] приводит к превышению уровня вызванной сейсмичности на 3 порядка. Подобный результат следует отнести, очевидно, к выбору пространства на сейсмотектонической основе, когда при повышенной активности геосреды высока эффективность воздействия ЭИ.

Значимые результаты в этом контексте приведены в работе [Тарасов, 2010], где рассмотрено изменение сейсмотектонических деформаций при воздействии геосреды ЭИ в пространстве БГП за период работы МГД-генератора 1983–1990 гг. Показано, что в период энерговоздействия величина высвобожденной в среде деформации возрастает быстрее, чем до и после него. Наиболее четко эффект проявляется в верхнем (0–5 км) слое коры в области радиусом 130 км во-круг излучающего диполя МГД-генератора (совпадающим с данными по планшету П 1, рассмотренными выше) за период 1986–1990 гг., когда отмечено увеличение сейсмотектонической деформации в два раза, связываемой с повышением сейсмической активности и уровня избыточных напряжений, что обеспечивает их реализацию в виде землетрясений при воздействии ЭИ.

# Соотношение энергии геомагнитного поля с пороговым уровнем триггерного воздействия

В работах [Соболев и др., 2001; Закржевская, Соболев, 2002] исследовано влияние магнитных бурь с внезапным началом для двух сейсмоактивных регионов (Тянь-Шань и Кавказ). Установлено, что в некоторых районах регионов после бурь количество землетрясений увеличивается (положительный эффект), а в других – уменьшается (отрицательный эффект). Во всем Кавказском регионе установлена тенденция смены положительного знака эффекта в интервале 1963–1979 гг. при повышении сейсмической активности на отрицательный в период 1980–1991 гг. при её понижении. Авторами отмечается, что в Кавказском регионе воздействие магнитными бурями на этапе высокой сейсмической активности до 1980 года положительный эффект достигается за счет инициирования высокоэнергичных сейсмических событий ( $K \ge 8$ ) и отрицательный эффект – после 1980 года низкоэнергичных событий ( $7 \le K < 8$ ).

Двум установленным состояниям сейсмической активности тождественны два уровня внутренней упругой энергии, которые соотносятся с пороговыми значениями  $K_{lli}(k_p)$ , определяющие необходимый уровень энергии триггерного воздействия  $E_{ti}$ . Первый – состояние повышенной сейсмической активности, при которой энергия воздействия магнитной бури, как это следует из данных по региону, обеспечивает инициирование высокоэнергичных сейсмических событий (K  $\geq$  8).



**Рис. 3.** Распределение уровней энерговоздействия геомагнитным полем: I – Кавказский регион. 1–3 – расчетный уровень энергий триггерного воздействия по *K*<sub>tli</sub>(*k*<sub>p</sub>); v – уровень энергии магнитных бурь.

II – регион Вранча: 1 – уровень триггерного воздействия; 2 – распределение землетрясений в связи с амплитудой Н-компоненты (в скобках – число событий) [Бахмутов и др., 2007]; v – возможный уровень энергии полярных суббурь

Данная взаимосвязь отражена на рис. 3,І заштрихованной областью, примыкающей к распределению расчетных энергий (по  $K_{tli}(k_p) = 10^{-8}$ ), из которого следует определение упругого поля триггерного воздействия магнитной бури для  $K \ge 8$ (ограничимся K = 10), равное  $10^4$  Дж.

Второй – состояние пониженной сейсмической активности (определяемое по шкале  $k_p$  с меньшими значениями и соответствующими коэффициентами от  $K_{tli}(k_p) = 10^{-7}$  до  $K_{tli}(k_p) = 10^{-6}$ ), при котором энергия воздействия магнитной бури в  $10^4$  Дж обеспечивает инициирование только низкоэнергичных землетрясений с  $7 \le K < 8$ . Данная взаимосвязь также выделена на рис. 3, I, и примыкает к распределению энергий триггерного воздействия при  $K_{tli}(k_p) = 10^{-6}$ . Отметим, что влияние магнитных бурь для двух исходных состояний геосреды с разным уровнем сейсмической активности согласуется с количественными оценками пороговых уровней  $K_{tli}(k_p)$ , отражается в кинетике их триггерного воздействия и в инициировании землетрясений установленных энергий по Кавказскому региону. В Тянь-Шаньском сейсмоактивном регионе установлено, что влияние магнитных бурь достигается за счет инициирования событий низкого энергетического класса  $7 \le K < 8$ , с чем согласуются данные по воздействию ЭИ на БГП, приведенные выше.

Важно рассмотреть воздействие геомагнитного поля со структурой, отличной от магнитной бури с внезапным началом, и соотнести результаты с оценками энергии триггерного воздействия  $K_{tli}(k_p)$ . В работе [Бахмутов и др., 2007] исследовано влияние геомагнитного поля в зоне сосредоточенной сейсмичности Вранча. Установлено, что реализация сейсмической энергии в зоне связана с градиентными изменениями в Н-компоненте геомагнитного поля околополуночных полярных суббурь, со среднеширотным проявлением которых авторы связывают более 90 % инициированных землетрясений, с возрастанием класса которых линейно увеличивается амплитуда поля бурь.

На рис. 3,II представлены расчетные пороговые уровни энергий триггерного воздействия по  $K_{tli}(k_n)$  и связь амплитуды H-составляющей геомагнитного поля в максимуме развития полярной суббури с инициированными глубокофокусными землетрясениями от К = 8 до К = 16. Наблюдаемый факт совпадения расчетных энергий триггерного воздействия в интервале классов K = 10-12 (равные  $10^4$ -10° Дж упругого поля) с амплитудами геомагнитного поля суббурь, свидетельствует о достаточности энергии поля воздействия для одноактного триггерного инициирования землетрясений (К = 10–12). Сопоставление уровней пороговых энергий триггерного воздействия для К = 15–16 (равные 10<sup>9</sup>–10<sup>10</sup> Дж упругого поля) с геомагнитным полем суббурь (рис. 3,II) и соответствующими ему энергиями по упругому полю энергий воздействия (10<sup>7</sup>-10<sup>8</sup> Дж) определяет их пониженное значение на два порядка. Недостаток энергии для реализации одноактного процесса триггирования начинается с К = 13 (в рассматриваемых конкретных условиях энергообмена) с дальнейшим увеличением разницы. Примечательно, в работе [Бахмутов и др., 2007] отмечено, что интервал от максимума развития суббури до глубокофокусного землетрясения зависит от степени возмущенности геомагнитного поля, а время уменьшается до 4-7 часов (в среднем от 30-60 часов). Очевидно, геомагнитное поле, имея в своем возмущенном спектре достаточно импульсных изменений, индуцирует дополнительную составляющую упругого поля, восполняя недостаток энергии в процессе взаимодействия перед землетрясением.

Установленная тенденция в кинетике триггерного энерговоздействия приводит нас к уточнению механизма энергообмена «после достижения критического уровня концентрации трещин» (от начала третьей стадии), когда в необратимой фазе состояния среды продолжается процесс его энергонасыщения в условиях постоянно действующих эндо- и экзогенных факторов. Данный процесс воздействия и накопления энергии независимо от структуры и генезиса физического поля соответствует процессу форшоковой активизации и ведет к подготовке разрушения. Несомненно, последний из воздействий в этом ряду можно принять и физически обоснованно принимается за триггерное энерговоздействие, но по уровню энергии только как эффект «спуского крючка». Данная количественная поправка по уровню энергии триггерного воздействия находит отражение в процессе взаимодействия физических полей перед разрушением.

Одним из постоянно действующих физических полей с определенной внутренней структурой воздействия являются приливные деформации [Николаев, 1994]. В пределах третьей стадии они дискретно восполняют недостающую энергию и только при совпадении одной из интенсивных гармоник приливной деформации с готовностью очага к разрушению будет реализован механизм триггерного инициирования события.

Определяющую роль в восполнении недостающей энергии в процессе подготовки землетрясения отводится процессу форшоковой активизации (очевидно, что в итоге это может завершиться триггерным воздействием от слабого сейсмического события). В работе [Соболев, Тюпкин, 2000, и ссылки, приведенные в этой работе] представлена информация о форшоковой активизации, которая развивается перед главным ударом и сопровождается ускорением выделения энергии за счет слабой сейсмичности в объёме множества локальных неоднородностей вокруг эпицентра будущего землетрясения. Подчеркивается, что процесс ускорения реализуется после того, как «концентрация трещин в окрестности очага будущего главного удара достигает своего критического уровня» (в начале третьей стадии). Несомненно, привлечение оценок по  $K_{tli}(k_p)$  количества выделяемой сейсмической энергии перед сильными событиями в процессе форшоковой активизации повысит информативность прогностических подходов в детальной оценке сейсмического состояния геосреды.

Таким образом, недостаток энергии для одноактного процесса триггирования восполняется инициирующими воздействиями комплекса физических полей, что обеспечивает в завершении третьей стадии подготовку разрушения и реализацию триггерного воздействия в режиме «спускового крючка». Данный процесс последовательного инициирующего и триггерного воздействий (ИТВ) завершения подготовки разрушения назван нами эффектом ИТВ. Он имеет количественное обоснование по параметрическим энергетическим характеристикам  $K_{tli}(k_p)$  и  $K_{ir}(k_p)$ , может быть использован для детальной оценки динамического, сейсмического состояния геосреды при известном расчетном значении энергии ИТВ от начала необратимой третьей стадии в процессе развития механической неустойчивости до завершения её разрушением.

Принимая данные положения, мы исходим из того, что при разных пространственных масштабах и условиях состояния локальных неоднородностей и уровня их внутренней энергии, внешнее воздействие и последующее развитие динамической неустойчивости перед разрушением, очевидно, может реализоваться по отличающимся алгоритмам.

### Заключение

Энергетические характеристики  $K_{ir}(k_p)$  и  $K_{tli}(k_p)$  содержат доказательную основу количественного объяснения геодинамических следствий после энерговоздействий физическими полями геофизической среды в процессе развития механической неустойчивости, включая особенности и условия реализации эффекта ИТВ.

### Литература

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Файнберг Э.Б. О пространственно-временной структуре сейсмичности, вызванной ЭМ воздействием // Физика Земли. 2005. № 6. С. 55-65.

Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Оценка энергии тригтерного воздействия в процессе разрушения модельного образца // Физика Земли. 2008. № 1. С. 77-80.

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Окунев В.И. Динамика знергообменных процессов в модельных образцах при воздействии упругим и электромагнитным полями // Физика Земли. 2011. № 10. С. 1-7.

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т. 1. 519 с.

Бахмутов В.Г., Седова Ф.И., Мозговая Т.А. Геомагнитная возмущенность и землетрясения в зоне Вранча // Физика Земли. 2007. №11. С. 30-36.

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

Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006. № 10. С. 43-50.

Наведённая сейсмичность. М.: Наука, 1994. 222 с.

*Николаев А.В.* Пространственно-временные особенности связи сильных землетрясений с приливными фазами // Сб. Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 103-114.

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

Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях по разрушению горных пород и перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2000. № 2. С. 44-55.

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

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Изменение сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона при электромагнитном воздействии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1641–1649.

*Тарасов Н.Т.* Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций // ДАН. 2010. Т. 433, № 5. С. 689–692.

*Триггерные* эффекты в геосистемах / Материалы Всероссийского семинара-совещания 22-24 июня 2010 г., Москва. М.: ГЕОС, 2010. 348 с.

Avagimov A.A., Zeigarnik V.A. On a possible mechanism of formation of caused sesmicity induced by electromagnetic impact // III International Workshop on Magnetic, Electric and lectromagnetic methods in Seismology and Volcanology. Moscow, 2002. P. 95-98.

## ОБ ИЗБИРАТЕЛЬНОСТИ ДИНАМИЧЕСКОГО ОТКЛИКА ПРОНИЦАЕМЫХ ПОРИСТЫХ СРЕД НА СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

## В.Л. Барабанов

Легче сказать новое слово, чем примирить меж собой слова, уже сказанные. Вовенарг. Размышления и максимы

Динамический отклик проницаемых пористых сред определяется, прежде всего, параметрами воздействия, а именно: амплитудой колебаний, частотой колебаний и длительностью воздействия. Предполагается, что варьируя параметрами колебаний, можно преодолеть некий критический порог, вывести систему в новое метастабильное состояние и поддерживать ее в этом новом состоянии, затрачивая (или затратив) определенную энергию. Проведенные исследования и детальный анализ их результатов показывают, что в настоящее время активно формируется представление о более сложной «избирательности» динамического отклика флиюдонасыщенных пористых сред на сейсмическое воздействие, которая своеобразно объединяет и параметры собственно воздействия (амплитуда, частота и длительность) и параметры системы (текущее состояние по насыщенности и напряженному состоянию и предшествующая история этого состояния). Качественная иллюстрация этого тезиса на примерах результатов специальных лабораторных и натурных экспериментов и является основным предметом настоящей статьи.

Под динамическим откликом проницаемых пористых сред в настоящей работе понимается реакция среды на воздействие сейсмическими волнами. Известно, что такой отклик характеризуется избирательностью к двум типам параметров. Во-первых, избирательностью к параметрам волн, то есть к амплитуде, частоте колебаний и длительности воздействия. Во-вторых, избирательностью к параметрам собственно пористой среды, что можно условно дифференцировать на избирательность по отношению к предшествующей эволюции среды и к текущему состоянию среды по флюидонасыщенности, напряженному состоянию, температуре и другим параметрам.

Известно множество натурных и лабораторных экспериментов по исследованию характеристик динамического отклика проницаемых пористых сред. Эти эксперименты проводились в разное время, разными исследовательскими группами, преследовали различные цели и задачи, проводились по различным методикам (как традиционным, так и оригинальным), при этом использовались приборы разного класса, чувствительности, точности и, разумеется, назначения. Класс проницаемых пористых сред, с которыми проводились эксперименты, также отличался широтой спектра физико-механических, петрофизических, термодинамических и других параметров.

На первый взгляд анализ результатов этих экспериментов с целью выявления их некоторой общности и повторяемости представляется нереальной задачей. Тем не менее, даже при «точечном» разборе обнаруживается некоторая общность, заключающаяся в феномене избирательности динамического отклика проницаемых пористых сред, в частности, на воздействие упругими волнами с частотами от единиц до десятков Гц, которое удобно определить термином «сейсмическое воздействие».

Приведем некоторые примеры известных результатов оригинальных экспериментальных геофизических работ.

1. В зависимости от интенсивности сейсмического воздействия сопутствующие этому воздействию вариации уровня подземных вод в скважинах могут включать сигналы, предшествующие землетрясению, сигналы, соответствующие ко- и/или постсейсмической деформации, или не проявляться вовсе. Интересным фактом является то, что в газонасыщенных подземных водах косейсмические скачки уровня воды, как правило, не наблюдаются [Копылова, 2006].

2. В 1970 г. произошло землетрясение, эпицентр которого находился в границах газовой залежи Шамбулак Терско-Каспийского прогиба, и где его интенсивность достигала 8–9 баллов. Но ни оно, ни его многочисленные афтершоки не оказали влияния на разработку залежи. Слабым оказалось влияние и трех землетрясений энергетического класса 14–15, произошедших в 1974 г. в радиусе 20– 40 км от месторождения. Резкое увеличение отбора газа произошло в конце 1975 г., когда частота землетрясений возросла до 65 в месяц. Но, что примечательно, все они происходили на значительном удалении, в радиусе 90–130 км от месторождения. [Исрапилов, 1991].

3. В лабораторных модельных экспериментах приемистость нефтяного коллектора по воде с минерализацией 150–200 г/л увеличилась до 1,45–1,64. Снижение же минерализации воды до 50 г/л привело к тому, что фильтрация прекратилась. Поле упругих колебаний не восстановило фильтрацию. Увеличение приемистости коллектора в поле упругих колебаний произошло только при увеличении перепада давления [Хавкин и др., 1992].

4. Анализ изменения амплитудных характеристик продольных и поперечных волн, распространяющихся в образцах известняка и мрамора во время их увлажнения в условиях вибрационного воздействия, показывает, что вибрации затрудняют диффузию жидкости в образце, независимо от того, увлажняется ли он сверху или снизу, а также независимо от положения вибратора – на горизонтальном торце или на вертикальной стенке [Шамина и др., 1997].

5. После термоволнового воздействия на пласт, содержащий высоковязкую нефть, наблюдалось кратковременное повышение дебита с последующим прекращением поступления продукции. При этом был установлен неординарный факт: после термоволнового воздействия существенно увеличилась вязкость извлекаемого продукта [Алемасов и др., 1998]. При ударно-волновом воздействии в разработку вовлекаются запасы нефти, имеющей повышенное (по сравнению с нефтью, добываемой традиционными способами) содержание тяжелых фракций (смол, асфальтенов), парафинов и, соответственно, повышенные вязкость и плотность [Назмиев и др., 1997].

6. Постепенное – на фоне сейсмомагнитного сигнала – изменение локального магнитного поля при непрерывном вибровоздействии и существующие некоторое время остаточные магнитные аномалии не находят объяснения с позиций только механики волновых процессов. Наконец, потеря «чувствительности» среды при относительно частых вибровоздействиях и постепенное восстановление ее виброчувствительности до исходного состояния после прекращения вибровоздействий, сопровождающееся восстановлением исходных значений полей, также не находит объяснения с позиций механики сплошной однофазной среды [Сковородкин и др., 1999].

7. Процесс пропитки древесины при переменном давлении антисептика значительно отличается от пропитки при постоянном давлении. Это, в частности, проявляется в своеобразном характере скорости пропитки. При приложении переменного давления с частотой до 7 Гц сначала наблюдается резкое увеличение скорости пропитки, затем она снижается и примерно через 5 мин стабилизируется на одном уровне. Если прекратить воздействие и выдержать древесину при постоянном давлении воздействия вновь отмечается возрастание скорости пропитки с последующим снижением и стабилизацией. Это происходит при всех повторных воздействиях, но с уменьшением максимальной скорости поглощения. Такой характер поглощения нельзя объяснить с позиций теории фильтрации жидкости через пористые среды [Ермолин, Деревянных, 1999].

8. При длительном вибросейсмическом воздействия на нефтепродуктивный пласт наблюдается смещение максимума реакции сейсмической эмиссии горных пород в сторону более высоких доминантных частот. Это свидетельствует о том, что в вибросейсмическом поле малой энергии геоблоки нефтепродуктивного пласта колеблются первоначально в сцепленном состоянии между собой, а затем, при длительном характере воздействия, возникают относительные колебательные движения между блоками все меньшего размера, то есть происходит разрушение кластерных блоков [Курленя, Сердюков, 1999].

9. Влияние вибрации на фильтрацию воды в песке зависит от величины коэффициента проницаемости. При относительно малом его значении, соответствующем уплотненному или консолидированному состоянию песка, реализуется «упругий режим фильтрации» и вибрация увеличивает его проницаемость. При относительно большом значении коэффициента проницаемости, когда песчаная среда разуплотнена, вибрация ведет к снижению ее фильтрующей способности [Заславский, 2004]. 10. Данные по паропроницаемости латексных пленок, полученные диффузионным методом, свидетельствуют о структурной чувствительности латексов и пленок на их основе к вибрационному воздействию в звуковом диапазоне частот. Паропроницаемость пленок после воздействия снижается от 0,194 до 0,114 г/м<sup>2</sup>·с, что можно считать подтверждением изменения структуры пленок [Ганиев и др., 2006].

11. Экспериментально установлено, что после вибровоздействия краевой угол избирательного смачивания необратимо уменьшается на величину, зависящую от параметров вибровоздействия, а начальный краевой угол на это уменьшение практически никак не влияет [Абасов и др., 2005].

12. При отсутствии твердых отложений на трековой мембране, изготовленной на основе полиэтилентерефталатной пленки, вибрационное воздействие с частотой 10–50 Гц и амплитудой колебаний 1–5 мм не оказывает влияния на ее проницаемость. При твердых включениях в жидкости на мембране появляются отложения, что приводит к снижению ее проницаемости. В этом случае вибрационное воздействие позволяет очистить мембрану от твердых включений и улучшить процесс переноса жидкости [Яцун и др., 2007].

13. Полевые эксперименты не подтверждают ряд распространенных гипотез о повсеместной эффективности сейсмического воздействия на нефтяные залежи. В частности, показана неэффективность сейсмической обработки обводненных однородных пластов (например, AB<sub>6</sub> Советского и БС<sub>5</sub> Правдинского месторождений) и промытых зон с высоким значением накопленного водонефтяного фактора (отношение объемов воды и нефти, извлеченных из пласта с начала разработки), остаточная нефтенасыщенность которых тем не менее составляет 15–20% [Сердюков, Курленя, 2007].

Вышеприведенные примеры избирательного динамического отклика проницаемых пористых сред на сейсмическое воздействие подтверждаются и результатами специальных лабораторных и натурных экспериментов, выполненных с участием автора настоящей статьи.

Так, было проведено несколько серий специальных экспериментов по изучению влияния слабых низкочастотных сейсмических колебаний на параметры однофазной и двухфазной фильтрации жидкостей в образцах горных пород [Барабанов, Николаев, 2003]. Эксперименты проводились с различными по абсолютной проницаемости образцами полимиктовых и кварцевых песчаников и песков – от 15 мД до 2,5 Д. В качестве рабочих жидкостей использовались вода и нефть или заменяющий нефть керосин. Исследовались следующие режимы фильтрации: (1) – стационарная или нестационарная однофазная фильтрация воды или нефти, соответственно, через первоначально водо- или нефтенасыщенные образцы при заданном расходе нагнетания жидкости; (2) – стационарная двухфазная фильтрация смеси вода-нефть с разным соотношением расходов нагнетания; (3) – нестационарное вытеснение нефти водой или воды нефтью при постоянном или варьирующем во времени расходе нагнетания вытесняющей фазы.

Выполненные эксперименты продемонстрировали универсальное сходство реакции нефтеводонасыщенных песчаников на сейсмическое воздействие. Эта реакция проявлялась, прежде всего, в повышении порового давления, причем как на фоне его общего спада, так и на фоне его общего роста. Одним из самых показательных результатов явилось то, что реакция порового давления наблюдалась в экспериментах по нестационарному вытеснению воды нефтью или нефти водой не повсеместно, а только после пропускания через модель нефтяного пласта 5–10 поровых объемов вытесняющей жидкости. При этом увеличивались не только абсолютные величины порового давления, но и их перепад по длине модели. Последнее означает, что сейсмическое воздействие приводит к формальному ухудшению фильтрационных характеристик модели нефтяного пласта.

Были выполнены также эксперименты по изучению влияния сейсмического воздействия на нелинейность фильтрационных процессов [Барабанов, 2008]. Эксперименты проводились по схеме поддержания постоянного расхода жидкостей на входе образца. Сейсмическое воздействие на образец осуществлялось в сложном режиме сжатия/растяжения и изгиба с частотой от 10 до 30 Гц. Абсолютная проницаемость образца по воде составляла 15 мД. Было обнаружено, что сейсмическое воздействие приводит к преобладающему увеличению фрактальной размерности кривых вариаций давления и электрического сопротивления в режимах вытеснения нефти водой и стационарной фильтрации смеси нефть/вода. В режимах вытеснения воды нефтью и на конечной стадии отмывания образца водой наблюдается обратная картина – сейсмическое воздействие приводит к преимущественному понижению фрактальной размерности. Особенно это ярко проявляется по перепаду порового давления.

Полученные результаты можно интерпретировать таким образом, что реакция фрактальности пористой среды на сейсмическое воздействие, в большинстве случаев, заключается в усилении общей тенденции. Особенно ярко это видно для фрактальной размерности по перепаду давлений. Вытеснение нефти водой сопровождается очевидным увеличением фрактальной размерности порового пространства, заполненного вытесняющей жидкостью (вода заполняет все более и более мелкие поры), и сейсмическое воздействие увеличивает этот эффект. На конечной стадии вытеснения смеси нефть/вода водой формируются устойчивые каналы, по которым фильтруется вода, и сейсмическое воздействие также лишь усиливает эту тенденцию.

Отметим также, что сравнительно недавно нами была подтверждена тенденция долговременного роста фрактальной размерности параметров многофазной фильтрации на примере противоточной капиллярной пропитки горных пород разного состава и микроструктуры [Барабанов, Любушин, 2013]. В специальной серии экспериментов была прослежена изменчивость капиллярного давления на поверхности вода-керосин в динамическом режиме самопроизвольного вытеснения воды керосином. Для этого простой капилляр предварительно насыщался керосином до заданного объема, затем погружался в воду. После остановки пропитки капилляра водой наблюдалось самопроизвольное вытеснение воды керосином. Наложение вибрационного воздействия с частотой 10-15 Гц на процесс вытеснения приводило к небольшому, но устойчивому увеличению капиллярного давления на 2,5% по сравнению с фоном [Барабанов, 2010]. Эффект увеличения капиллярного давления в поле механических колебаний можно объяснить с позиций разности динамического и статического краевых углов, а именно: в поле колебаний динамический краевой угол меньше статического, что формально приводит к росту капиллярного давления. Эффект сейсмического воздействия на капиллярные характеристики пористых сред был подтвержден также в серии экспериментов по прямоточной капиллярной пропитке [Барабанов, 2011]. Увеличение скорости пропитки в поле упругих колебаний достигало 20%.

Эффекты избирательности динамического отклика проницаемых пористых сред подтверждаются также результатами натурных экспериментов на гидрогеологических и нефтяных объектах. В работах [Барабанов, Гриневский и др., 1987; 1993] представлены результаты натурных экспериментов по исследованию влияния сейсмического воздействия на вариации уровня подземных вод в открытых пьезометрических скважинах. Возбуждение колебаний проводилось наземными сейсмическими вибрационными источниками типа CB-10/100 или CB-20/60 с максимальным усилием на грунт, соответственно, 10 и 20 тс.

Влияние сейсмического воздействия проявлялось, прежде всего, в том, что при расположении вибрационного источника у устья скважины началу воздействия соответствовало резкое изменение уровня подземных вод, причем в некоторых скважинах – понижение, а в некоторых скважинах, наоборот – повышение уровня. По окончании сейсмического воздействия уровень подземных вод постепенно восстанавливался, образуя характерную депрессию с крутыми нисходящей и восходящей ветвями. Если сейсмическое воздействие производилось в пределах уже сформировавшейся депрессионной аномалии, то эффекта резкого изменения уровня подземных вод не наблюдалось. Было замечено, что подобное поведение уровня подземных вод наиболее четко проявлялось при особых частотах сейсмического воздействия, названных доминантными.

Существенная избирательность реакции гидрогеодинамического и гидрогеохимического режимов подземных вод была также зафиксирована при наблюдениях в эпицентральной зоне сильного Рачинского землетрясения 1991 г. [Барабанов, Гриневский, 1993]. Так, например, обратила на себя внимание однотипность и избирательность зафиксированных косейсмических сигналов в вариациях уровня подземных вод. После фазы высокочастотного возмущения, обусловленного, очевидно, цугом поверхностных волн, следовало плавное повышение уровня в течение 4-5 мин приблизительно на 8-10 мм, а затем – в течение последующих 15-20 мин – плавное снижение уровня к прежнему значению. Двойная амплитуда зарегистрированных косейсмических сигналов варьировала от 5-10 мм при энергетическом классе землетрясений К = 10,3-11 до 300 мм при К = 15,5. Общим свойством является практически одинаковое азимутальное направление от скважины на эпицентр афтершока. С учетом ошибки определения координат эпицентров, этот азимут совпадает с азимутом простирания узкой долины р. Джоджора в месте расположения наблюдательной скважины, а также с азимутом простирания «северной» зоны разломов очаговой области.

Анализ натурных экспериментов по сейсмическому воздействию на нефтяные залежи с земной поверхности показал, что воздействие, как правило, приводит к снижению обводненности добывающих скважин (характеризующихся до воздействия высокой обводненностью), увеличению добычи нефти и – иногда – изменению физико-химических свойств нефти [Барабанов, Николаев, 2003; Алелюхин, Асан-Джалалов и др., 2004; Барабанов, Павлов, 2009]. Радиус влияния поверхностных сейсмических источников в первом приближении сопоставим с глубиной залегания нефтяного пласта.

Очень интересной является проблема доминантных частот сейсмического воздействия на проницаемые пористые среды. Их сводка для нефтяных пластов по известным источникам представлена в таблице.

Месторождение	Доминантные частоты, Гц					
Абузы, Краснодарский край	10-12					
Убежинское, Краснодарский край	6–8					
Зыбза-Глубокий Яр, Краснодарский край	17–18					
Пласт БС <sub>10-2</sub> , Суторминское, Западная Сибирь	10.7; 12.4; 13.7; 16.6					
Пласт П, Мартымья-Тетеревское, Западная Сибирь	14.8; 19.8					
Барсуковское, Западная Сибирь	20±0.5					
Манчаровское, Башкирия	20; 50					
Пласт AB <sup>1</sup> <sub>3</sub> Самотлорское, Западная Сибирь	172					

Формирование спектра доминантных частот исследователями связывается с широким набором факторов, которые условно можно разделить на две группы, отражающие, соответственно, иерархическую блочность и самоподобие (фрактальность) горных массивов и нелинейность сейсмических волн в насыщенных пористых средах. Очевидно, есть и исследователи, пытающиеся увязать вместе два указанных подхода.

Таким образом, на основе анализа современного состояния проблемы сейсмического воздействия на проницаемые пористые среды и результатов специальных лабораторных и натурных экспериментов выявлен эффект избирательности динамического отклика флюидонасыщенных сред как к собственно параметрам сейсмического воздействия, так и к истории, предшествующей их текущему физико-химическому состоянию.

## Литература

Абасов М.Т., Стреков А.С., Аббасов М.И., Литвишков Ю.Н., Гаджиев А.А.. Влияние вибровоздействия на избирательные смачивающие характеристики систем твердое тело – вода – углеводородная жидкость // Proc. Azerb. Nat. Acad. Sci. Ser. Scie. Earth. 2005. № 3. Р. 57-63.

Алелюхин Н.П., Асан-Джалалов А.Г., Барабанов В.Л., Лавров В.С., Николаев А.В. Повышение нефтеотдачи сейсмическим воздействием на пласт // Приборы и системы разведочной геофизики. 2004. № 3(09). С. 39-41.

Алемасов В.Е., Буторин Э.Д. и др. Экспериментальные исследования нового типа устройства термоволнового воздействия на продуктивные пласты // Известия РАН. Энергетика. 1998. № 4. С. 78-83.

Барабанов В.Л. Анализ механизма сейсмического воздействия на нефтяные залежи с точки зрения фрактальности фильтрационных процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 3. С. 35-43.

Барабанов В.Л. Сейсмическое воздействие на нефтяные залежи: лабораторные и натурные эксперименты, теоретические модели. М.: Лика, 2010. 80 с.

Барабанов В.Л. Особенности противоточной капиллярной пропитки низкопроницаемых горных пород // Теория и практика применения методов нефтеотдачи пластов. Т. 2. М.: ВНИИнефть, 2011. С. 78-82.

Барабанов В.Л., Гриневский А.О. Результаты гидрогеологических наблюдений в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения // Физика Земли. 1993. № 3. С. 85-91.

Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Николаев А.В. О некоторых эффектах вибрационного сейсмического воздействия на водонасыщенную среду. Сопоставление их с эффектами удаленных сильных землетрясений // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 1. С. 52-58. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Перова Н.В., Славин С.С. Вибрационное сейсмическое воздействие на водо- и нефтенасыщенные среды – результаты полевых экспериментов // Сейсмическое воздействие на нефтяную залежь. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 142-165.

Барабанов В.Л., Любушин А.А. Опыт исследования фрактальных свойств капиллярной пропитки горных пород // Инженерно-физический журнал. 2013. Т. 86, № 1. С. 3-13.

Барабанов В.Л., Николаев А.В. Повышение нефтеотдачи низкочастотным сейсмическим воздействием на залежь // Технологии ТЭК. 2003. № 3. С. 40-43.

Барабанов В.Л., Павлов М.В. Волновая активация трудноизвлекаемых запасов нефти // Oil & Gas Journal Russia. 2009. Март. С. 38-44.

Ганиев Р.Ф., Фомин В.Н., Малюкова Е.Б., Горчакова В.М., Чалых А.Е., Берлин А.А. О факторе «памяти» при формировании свойств полимерных композиционных материалов под влиянием волнового воздействия // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 1. С. 75-77.

*Ермолин В.Н., Деревянных Д.Н.* Повышение проницаемости древесины жидкостями при переменном давлении // Известия вузов. Лесной журн. 1999. № 4. С. 77-80.

Заславский Ю.М. Изменение проницаемости пород при воздействии вибрации // Геофизика. 2004. № 3. С. 40-44.

Исрапилов М.И. Современные процессы формирования скоплений нефти и газа и влияние сейсмического фактора на их активизацию // Доклады АН СССР. 1991. Т. 320, № 6. С. 1349-1353.

Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2006. № 1. Вып. № 7. С. 50-66.

Курленя М.В., Сердюков С.В. Исследование процессов становления и релаксации сейсмической люминесценции горных пород в вибросейсмическом поле малой энергии // Физикотехнические проблемы разработки полезных ископаемых. 1999. № 1. С. 8-13.

Назмиев И.М., Андрейцев С.В., Горюнов А.В.. Низкочастотное ударно-волновое воздействие – эффективный метод повышения нефтеотдачи пластов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 1997. № 12. С. 42-45.

Сердюков С.В., Курленя М.В. Механизм сейсмического воздействия на нефтепродуктивные пласты // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 11. С. 1231-1240.

Сковородкин Ю.П., Николаев А.В., Гусева Т.В., Безуглая Л.С., Мишин А.В. Вариации геофизических полей в зоне вибровоздействия как индикатор фильтрационных процессов // Физика Земли. 1999. № 6. С. 36-45.

Хавкин А.Я., Симкин Э.М., Погосян А.Б., Стремовский Э.В. Экспериментальные исследования особенностей применения вибровоздействия в глиносодержащих нефтяных пластах // Нефтяная и газовая промышленность. Серия: Нефтепромысловое дело. 1992. № 10. С. 26-28.

Шамина О.Г., Паленов А.М., Ткаченко В.С., Якушина Н.А. Влияние вибрационного воздействия на влагонасыщение горных пород // Физика Земли. 1997. № 1. С. 48-58.

Яцун С.Ф., Мищенко В.Я., Яцун С.М. Исследование процесса фильтрации жидких сред через пористую поверхность при вибрационных воздействиях // Изв. вузов. Машиностроение. 2007. № 5. С. 67-74.

## СУТОЧНАЯ ПЕРИОДИЧНОСТЬ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

## А.В. Дещеревский, А.Я. Сидорин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва adeshere@ifz.ru; al sidorin@hotmail.com

Исследована возможность объяснения суточной периодичности землетрясений наблюдательной селекцией – внутрисуточными вариациями чувствительности сейсмической сети. Оценены изменения представительности каталога землетрясений Греции во времени и в пространстве, сформированы около 50 выборок землетрясений, отличающихся по энергии и представительности землетрясений. Для каждой выборки оценены параметры суточной вариации. Сделан вывод, что гипотеза наблюдательной селекции не может объяснить появление суточной периодичности в данном каталоге.

### Введение и исходные данные

Суточная периодичность землетрясений обнаружена во многих районах земного шара [Силорин, 2009]. Возможные механизмы ее возникновения обсуждались в работах [Сидорин, 2004, 2005, 2010]. В настоящей работе исследуется правомерность гипотезы наблюдательной селекции, согласно которой суточная периодичность количества регистрируемых землетрясений – кажущаяся, то есть отражает не реальные закономерности потока землетрясений, а внутрисуточные вариации чувствительности сейсмической сети из-за изменения уровня шумов. Согласно этой гипотезе суточная периодичность должна наблюдаться только в выборках непредставительных землетрясений. Поэтому для ее проверки необходимо располагать выборками как представительных, так и непредставительных землетрясений различных энергий. При этом важно, чтобы выборка "представительных" землетрясений заведомо не включала события, эффективность регистрации которых может как-то влиять на состав каталога, что требует достаточно осторожного выбора пороговой магнитуды для включения событий в выборку. С другой стороны, этот порог не может быть слишком высоким из-за резкого уменьшения статистики землетрясений по мере роста их магнитуды. Кроме того, суточная периодичность ослабевает для наиболее сильных землетрясений. Лишь очень немногие региональные сейсмические каталоги позволяют построить выборки землетрясений с необходимыми свойствами.

В данной работе использован каталог землетрясений Греции, составленный Институтом геодинамики Греции.

# Формирование выборок землетрясений с разным порогом представительности

При изучении представительности каталога Греции [Дещеревский, Сидорин, 2011] было выделено несколько календарных эпох, в течение которых она менялась сравнительно медленно. Для каждой эпохи вся территория была разбита на ячейки размером 1x1° и была оценена их представительная магнитуда по программе В.Б. Смирнова [1997]. В результате был сделан вывод о необходимости

учитывать изменения представительности как во времени, так и по территории, представленной в каталоге.

При сравнении характеристик сейсмического режима, оцененных по различным выборкам, очень важно, чтобы территориальный охват и энергетические границы выборок оставались неизменными от эпохи к эпохе. В противном случае крайне осложняется интерпретация результатов: не ясно, связаны ли наблюдаемые изменения включением в выборку данных по другим территориям, изменениями диапазона энергии землетрясений или еще чем-то. Поэтому формировались выборки, охватывающие всю территорию полигона, для нескольких диапазонов энергии.

Подчеркнем, что необходимость использования нескольких энергетических уровней обусловлена не только изменениями порога представительности от эпохи к эпохе, но и требованием наиболее четкого выделения эффектов наблюдательной селекции. Дело в том, что из-за территориальных различий в уровне представительности события со средними магнитудами, которые не являются представительными для всего каталога, часто регистрируются без пропусков на значительной части территории (в большинстве ячеек). Понятно, при изучении эффектов наблюдательной селекции подобные события только "засоряют" выборку непредставительных землетрясений и ухудшают отношение сигнал/шум.

Так, в эпоху 1969–1994 гг. порог представительности для каталога в целом  $M_{rep} = 4,1$ , при этом для отдельных ячеек в центре полигона  $M_{rep} = 2,7$ . При этом за указанные 26 лет на территории полигона было зарегистрировано всего лишь 1264 события магнитудой  $M \le 2,7$ , заведомо лежащих ниже порога представительности, в то время как выборка событий M < 4,1, сформированная методом исключения представительных магнитуд, содержала бы около 19 тыс. событий. Ясно, что выборка всех непредставительных землетрясений не может показывать эффекты наблюдательной селекции настолько же четко, как выборка слабейших "строго непредставительных" событий магнитудой, не превосходящей Min( $M_{rep}$ ).

Учитывая все высказанные соображения, мы сформировали выборки землетрясений трех типов:

А) выборки представительных событий – магнитуда не ниже наихудшего порога представительности по всей территории; <u>Б) выборки строго непредставительных событий – магнитуда не выше наилучшего порога представительности</u> <u>по всей территории</u>; В) выборки событий с промежуточными магнитудами. Здесь и далее подчеркиванием выделены выборки строго непредставительных, а жирным шрифтом строго представительных землетрясений. Всего было построено около 50 выборок землетрясений (табл. 1).

Заметим, что суммарное количество событий во всех выборках с разными диапазонами магнитуд несколько больше, чем в выборке 00TO99. Это связано с тем, что события с граничной энергией для улучшения объема выборок включались в две выборки. Например, события с M = 4,1 включались и в выборку 32TO41, и в выборку 41TO99. Всего таких событий, включенных в две выборки, около 15% от общего числа. Понятно, что принятое решение в известной мере нарушает условие взаимной независимости выборок. Однако мы посчитали, что применительно к целям данной работы требование независимости не является определяющее важным, а увеличение объема выборок более существенно.

Таблица 1

Количество событий разной энергии в выборках из каталога землетрясений Греции для разных временных эпох, обозначенных прописными латинскими буквами

Диапазон Магнитуд	Обозначение выборки	1964– 2010	1969– 2010	1969– 1994	1995– 2004	2005– 2010	2005– 2008.5	2008.5- 2010
Bce	00TO99	104141	102835	21612	26928	54295	21323	32972
≤2,7	<u>00TO27</u>	<u>15974</u>	<u>15944</u>	1284	2230	<u>12429</u>	<u>1603</u>	10826
2,7-3,2	27TO32	52647	52398	8063	12654	31681	11364	20317
3,2-4,1	32TO41	47323	46500	12726	14713	19061	11460	7601
≥3,2	32TO99	50788	49670	14571	15534	19565	11799	7766
≥3,4	34TO99	32247	31283	11158	10718*	9407	6196	3211
≥4,1	41TO99	4606	4259	2440	1161	658	456	202

\* Выборка условно-представительных землетрясений: в отдельных ячейках порог представительности оценивается как 3.6-3.7.

### Построение временных рядов чисел землетрясений

Для анализа периодических вариаций сейсмичности для каждой выборки был построен ряд чисел землетрясений. Для этого подсчитывалось количество землетрясений N соответствующей энергии, происшедших в течение каждого часа. Затем строился временной ряд N(t) с равномерным шагом по времени, каждое значение которого представляло собой суммарное количество землетрясений за час.

В случае представительных землетрясений полученные ряды можно считать однородными, т.е. их можно рассматривать как последовательность наблюдений одной и той же случайной величины. Однако если в ряд включаются непредставительные землетрясения, то поток регистрируемых событий начинает зависеть не только от изменений сейсмичности региона, но и от развития системы наблюдений. Для каталога землетрясений Греции такая неоднородность выражена исключительно резко. Общее число регистрируемых ежегодно землетрясений за сорок лет выросло на два порядка. Нестационарность рядов заметна даже в пределах отдельных эпох. Это нарушает условия применимости обычных методов анализа данных. Чтобы учесть влияние фактора нестационарности наряду с исходными рядами чисел землетрясений N(t), рассматривались также и ряды R(t) с выровненным средним и дисперсией.

Регуляризованный ряд R(t) строился из исходного ряда N(t) путем применения следующих преобразований:

1). Исходный ряд чисел землетрясений *N(t)* логарифмировался:

0

$$N_{Lg}(t) = \lg(N(t)+1)$$

Поскольку в исходном ряде имеется значительное количество нулевых значений, перед логарифмированием добавлялась единица.

2). Для полученного ряда оценивается взвешенное скользящее среднее (так называемое ядерное сглаживание) в окне шириной 1099 сут:

$$N_{Sm}(t) = 1/(2m+1) \cdot \sum (N_{Lg}(t-i) \cdot w(i)),$$

где индекс *i* пробегает все значения в пределах окна, то есть меняется от -549 до +549; w(i) – весовые коэффициенты окна; m – полуширина окна, равная 549 сут. Для улучшения частотной характеристики фильтра применялась гауссова весовая функция окна:

$$w(i) = (1/W) \cdot exp(-(3i/m)^2/2),$$

где нормировочный коэффициент W определен таким образом, чтобы сумма весов w(i) равнялась единице.

На концах ряда применялась технология "схлопывания" окна, при которой все значения за пределами ряда считаются пропусками, а оценка среднего ведется только по значениям, попавшим в окно, с соответствующей коррекцией весовых коэффициентов. Таким образом, длина ряда после фильтрации остается прежней, а не уменьшается на величину окна, как при «классическом» сглаживании скользящим средним.

3). Полученный сглаженный ряд N<sub>Sm</sub>(t) затем потенцировался, в результате рассчитывался ряд тренда

$$N_{Tr}(t) = 10^{NSm(t)} - 1$$

4). На завершающем этапе для расчета регуляризованного ряда чисел землетрясений *R*(*t*) выполнялось деление исходного ряда на тренд:

$$R(t) = N(t) / N_{Tr}(t).$$

Мы предпочли деление на тренд вычитанию, так как оценки показали предпочтительность мультипликативной модели тренда по сравнению с аддитивной.

Все описанные ниже расчеты выполнялись параллельно для рядов N(t) и R(t). Сравнение результатов позволило учесть влияние эффектов нестационарности на итоговый результат. Заметим, что для представительных рядов, таких как 32TO41с или 41TO99, нестационарность, связанная с развитием сети наблюдений, не должна проявляться. Однако в методических целях мы провели построение и обработку регуляризованных вариантов ряда и в этих случаях тоже. Это позволило оценить устойчивость результатов, в частности их зависимость от возможных искажений периодической составляющей при регуляризации.

### Анализ амплитуды суточной вариации

Для каждого ряда чисел землетрясений несколькими способами были оценены спектры и периодограммы. Анализ показал, что для землетрясений с  $3,2 \le M \le 4,1$  суточная вариация заметна на протяжении всего срока наблюдений, однако наиболее четко она фиксируется в эпоху 2005–2010 гг., когда уровень представительности гарантировал отсутствие пропусков землетрясений с этой энергией. Этот результат противоречит гипотезе о том, что суточная периодичность обусловлена эффектами наблюдательной селекции. Для сильных землетрясений с  $M \ge 4,1$ , представительных в течение всего срока наблюдений, суточная периодичность не выявляется ни в одну из эпох. Однако нельзя исключить, что отсутствие признаков периодичности на спектрах обусловлено недостаточной величиной отношения сигнал/шум при малом количестве землетрясений. Чтобы более подробно проанализировать особенности суточной вариации потока землетрясений для разных выборок, мы провели прямой расчет средней суточной вариации для всех этих выборок методом наложения эпох. Для каждого ряда чисел землетрясений рассчитывался средний суточный ход (средняя суточная вариация, или ССВ) с последующим сглаживанием в 7-часовом скользящем окне с треугольной весовой функцией. Ширина окна сглаживания была выбрана с таким расчетом, чтобы максимально повысить устойчивость оценок амплитуды ССВ и сделать эту характеристику наиболее информативной. Оценки показывают, что сглаживание 7-суточным окном уменьшает амплитуду ССВ примерно на 10%, при этом амплитуда случайных шумов уменьшается в 2,5 раза.

Анализ формы кривой суточной вариации показал, что для любых выборок землетрясений с M < 4,1 и любых эпох наблюдений суточная вариация потока землетрясений выглядит одинаково, вплоть до совпадения тонких особенностей формы и фазы вариации. Отличия заключаются только в закономерном уменьшении относительной амплитуды суточной вариации по мере роста магнитуды землетрясений. При этом вид кривых ССВ одинаков для выборок, включающих только представительные землетрясения, и тех выборок, которые включают слабые землетрясения, регистрируемые лишь частично. Исключение составляет выборока событий с  $M \ge 4,1$ , для которой ССВ оценивается неустойчиво.

Амплитуда ССВ рассчитывалась как стандартное отклонение 24 часовых значений  $\sigma_{24}$ . Эта оценка более устойчива при наличии случайных всплесков и шума, чем стандартная оценка  $R_{24}$ , равная размаху колебания:  $R_{24}$  = max(CCB)min(CCB). Заметим, что параметр  $\sigma_{24}$ , для рассматриваемых рядов, примерно в три раза меньше, чем размах  $R_{24}$ . Наряду с амплитудой суточной вариации  $\sigma_{24}$ , для каждого ряда оценивалась погрешность  $\Delta$  расчета ССВ (она считалась одинаковой для всех 24 значений ССВ), а также среднее значение каждого ряда  $E_{24}$ . Параметры  $\Delta$  и  $E_{24}$  использовались для нормировки значений  $\sigma_{24}$ , что позволяет выразить амплитуду суточной вариации в безразмерных единицах и провести сравнение амплитуд для различных выборок.

В табл. 2 приведены отношения  $\sigma_{24}/E_{24}$  для всех построенных выборок, показывающие амплитуду суточной вариации в сравнении со средним потоком землетрясений. В табл. 3 приведены отношения  $\sigma_{24}/\Delta$ , показывающие, во сколько раз амплитуда суточного хода превосходит погрешность ее оценки. Для самых сильных событий отношение  $\sigma_{24}/\Delta$  хуже, так как этих событий мало, а амплитуда суточного хода невелика. Для более слабых событий основную роль играет качество регистрации. Так, для выборок M = 2,7–3,2 и M = 3,2–4,1 до 2005 г. отношение  $\sigma_{24}/\Delta$  было примерно одинаковым. После 2005 г. сеть улучшилась, число событий в выборке M = 2,7–3,2 возросло и отношение  $\sigma_{24}/\Delta$  для этой выборки достигло максимальной величины.

Более наглядное, обобщенное представление о зависимости нормированных амплитуд суточного хода от эпохи наблюдений и магнитуды землетрясений дает рис. 1. Как показывает анализ, наибольшая амплитуда суточной вариации наблюдается для самых слабых землетрясений. На первый взгляд, это не противоречит гипотезе об обусловленности суточного хода сейсмичности эффектами наблюдательной селекции. Однако из трех рассмотренных эпох наибольшая амплитуда фиксируется в эпоху 2005–2010 гг., когда регистрация таких землетрясений

#### Таблица 2

Выбор- ки	1969-	69–2010 1969–1994 1995–2004 2005–20		-2010 2005- 2008.5		2008.5- 2010						
	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R
00TO99	0,12	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,14	0,11	0,11	0,10	0,16	0,12
<u>00TO27</u>	0,20	0,18	0,17	0,18	0,10	0,14	0,22	0,24	0,25	0,27	0,22	<u>0,22</u>
27TO32	0,12	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,13	0,12	0,14	0,12	0,13	0,11
32TO41	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,08	0,07	0,15	0,14
32TO99	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10	0,09	0,15	0,14
34T099	0,08	0,07	0,07	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,06	0,06	0,15	0,14
41T099	0,04	0,04	0,04	0,04	0,10	0,10	0,05	0,05	0,06	0,06	0,14	0,12

#### Таблица 3

Амплитуда вариаций рядов количества землетрясений в единицах сигма (отношение σ<sub>24</sub>/Δ) для *N*- и *R*-рядов (шрифтовые выделения – как в табл. 1)

Выбор- ки	<sup>p-</sup> 1969–2010 1969–1994 19		1995-	1995–2004		2005-2010		2005– 2008.5		2008.5- 2010		
	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R	N	R
00TO99	13,35	8,86	5,65	5,55	6,53	7,02	12,16	11,26	6,34	6,82	11,29	11,27
<u>00TO27</u>	<u>9,46</u>	<u>3,79</u>	2,81	2,51	2,08	2,80	<u>9,37</u>	7,53	4,54	4,92	<u>9,02</u>	9,07
27TO32	10,65	6,35	4,52	4,10	5,22	5,38	9,42	8,95	6,02	6,16	7,84	7,65
32TO41	8,53	6,51	4,20	4,13	4,81	5,08	6,22	6,38	3,44	3,56	5,90	5,78
32TO99	8,18	6,23	3,91	3,80	4,63	4,95	6,10	6,35	4,12	4,12	5,85	5,75
34T099	6,21	5,21	3,31	3,18	4,23	4,43	3,46	3,76	2,07	2,25	3,83	3,71
41TO99	1,37	1,08	0,92	0,74	1,64	1,55	0,59	0,58	0,64	0,61	0,92	0,83

была наиболее полной. Именно такая картина должна была бы наблюдаться и в рамках гипотезы, предполагающей, что эффект суточной вариации обусловлен реальными изменениями сейсмичности. Улучшение регистрации землетрясений приводит к более четкому выявлению суточной периодичности, а не наоборот.

Второй эффект, который четко просматривается при анализе табл. 2 и рис. 1,а, состоит в систематическом уменьшении амплитуды суточной вариации по мере роста энергии землетрясений. Кроме того, согласно табл. 3 и рис. 1,б, хорошо заметен эффект уменьшения значимости суточной вариации по мере роста энергии землетрясений. Из последней закономерности выпадают только выборки слабейших землетрясений с  $M \le 2,7$  в эпохи 1969–1994 и 1995–2004 гг. Это связано с тем, что до 2004 г. слабейшие землетрясения регистрировались крайне ограниченно: в каталог попадало менее одного процента от всех произошедших событий с такой энергией. Поэтому погрешность в этом случае очень велика и суточный ход выявляется ненадежно.

Как хорошо видно в табл. 3 и на рис. 1,6, суточная вариация имеет высокую значимость практически для всех выборок, кроме выборки сильнейших землетрясений с  $M \ge 4,1$ . Заметим, что для землетрясений с  $M \ge 4,1$  надежная идентификация суточной вариации возможна только в том случае, если ее амплитуда



**Рис. 1.** Амплитуда суточного хода количества землетрясений относительная (*a*) и в единицах сигнал/шум в виде отношения амплитуды суточной вариации к погрешности ее (*б*) для событий разной энергии (выборки магнитудой  $M \le 2,7, 2,7 \le M \le 3,2, 3,2 \le M \le 4,1$  и  $M \ge 4,1$ ) и разных интервалов времени: I - 1965-2010 гг.; 2 - 1968-1994 гг.; 3 - 1995-2004 гг.; 4 - 2005-2010 гг. *R*-ряды, данные о погрешности оценок всех амплитуд (приведены в табл. 3)

составит не менее 5–10% от средней величины. Как показывает анализ тенденций, наблюдающихся в табл. 3 и на рис. 1,а, ожидаемая для сильнейших землетрясений амплитуда суточной вариации меньше этой величины. Поэтому вполне правомерным представляется предположение, что суточный ход количества землетрясений с  $M \ge 4,1$  просто не может быть выявлен в рамках имеющейся статистики событий. Это наглядно иллюстрирует рис. 2, где сравнивается амплитуда суточной вариации и погрешность ее оценки для различных эпох в зависимости от магнитуды землетрясений.

Наиболее важный и интересный результат состоит в том, что для землетрясений с промежуточными энергиями – выборок  $3,2 \le M \le 4,1$  и  $M \ge 3,2$  – амплитуда почти не меняется от эпохи к эпохе. Небольшой рост амплитуды намечается только после 2005 г., то есть в период, когда указанные землетрясения регистрировались без пропусков (табл. 2, рис. 1,а). Еще более неожиданно, что значимость суточной вариации увеличивается при переходе от непредставительной выборки к представительной (табл. 3, рис. 1,б). Это означает, что улучшение качества регистрации землетрясений приводит к более четкому выявлению суточных вариаций. Этот результат категорически противоречит гипотезе о том, что такая вариация обусловлена неполной регистрацией соответствующих землетрясений в дневное время при повышенном шумовом фоне, то есть эффектами наблюдательной селекции.

### Заключение

1. Установлено наличие суточной вариации потока землетрясений Греции, характеризующейся высокой статистической значимостью. В пределах погрешности фаза и форма суточной вариации идентичны для событий любой энергии, в любую из трех независимых календарных эпох. В ночные часы сейсмических событий в среднем регистрируется на 15% больше, а днем – на 15% меньше, чем в среднем за сутки.


**Рис. 2**. Амплитуда суточного хода землетрясений (A) и погрешность ее оценки (S) в единицах  $\Delta/E_{24}$  для землетрясений разной энергии по данным четырех интервалов времени, R-ряды

2. Сравнение параметров суточной вариации для различных эпох показывает, что по мере улучшения сети и снижения порога представительности амплитуда суточной вариации почти не меняется, но существенно улучшается ее значимость благодаря увеличению статистики землетрясений. Этот эффект прослеживается и для слабых событий, и для событий средней силы. Для отдельных выборок в эпоху 2005–2010 гг. амплитуда суточного хода в 6–9 раз превосходит погрешность оценки.

3. Амплитуда суточной вариации закономерно уменьшается с ростом энергии землетрясений. Для выборки событий с  $M \ge 4,1$  выявить суточную вариацию не удалось, что может быть связано с недостаточной статистикой соответствующих событий. Оценки "по тенденции" позволяют предположить, что амплитуда суточной вариации для таких событий может составлять 2–5% от среднего уровня или меньше. А надежная фиксация суточной вариации для событий с  $M \ge 4,1$ , по имеющимся данным, возможна лишь в случае, если ее амплитуда составляет не менее 10% от среднего уровня активности.

4. Для землетрясений с  $3,2 \le M \le 4,1$  суточная вариация наиболее четко фиксируется в эпоху 2005–2010 гг., когда землетрясения с этой энергией регистрировались без пропусков, а ее амплитуда в этот период в 8 раз превосходит погрешность оценки. Параметры выделенной суточной вариации хорошо согласуются для независимых выборок событий, относящихся к разным эпохам.

Подчеркнем, что в эпохи 1969–1994 и 1995–2004 гг. землетрясения магнитудой от 3,2 до 4,1 на большей части территории регистрировались с существенными пропусками. Тем не менее, амплитуда суточной вариации в этот период меньше, чем в эпоху 2005–2010 гг. как в абсолютном, так и в относительном исчислении. Это установлено как по исходным, так и по регуляризованным рядам и подтверждается анализом выборок событий с  $M \ge 3,2$  и  $M \ge 3,4$ , что не оставляет сомнений в надежности полученных результатов. Их невозможно объяснить в рамках гипотезы наблюдательной селекции.

5. Причины суточного хода числа землетрясений нуждаются в объяснении, для чего необходимы дальнейшие исследования и анализ других региональных каталогов.

#### Литература

Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Изменения представительности каталога землетрясений Греции во времени и в пространстве // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47, № 4. С. 64–80.

Сидорин А.Я. Влияние Солнца на сейсмичность и сейсмический шум // Сейсмические приборы. 2004. Вып. 40. С. 71–80.

Сидорин А.Я. Полуденный эффект во временных рядах землетрясений и сейсмического шума // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 6. С. 822–827.

Сидорин А.Я. Сопоставление свойств суточной периодичности сейсмического шума, землетрясений и нагрузки промышленной электрической сети // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37, № 4. С. 66–88.

Смирнов В.Б. Опыт оценки представительности данных каталогов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 93–105.

# ПОИСК ПРИЛИВНЫХ ЭФФЕКТОВ В СЕЙСМИЧНОСТИ НА ФОНЕ СУТОЧНОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

#### А.В. Дещеревский, А.Я. Сидорин

#### Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Выполнен поиск влияния гравитационного прилива на сейсмичность Греции. Каталог разбит на эпохи, вычислены спектры Фурье и периодограммы, коэффициенты корреляции с теоретическим приливом. Обнаружены мощные суточная и полусуточная периодичности и устойчивая корреляция сейсмичности с приливом, но лишь с его солнечным компонентом. Это вызвано совпадением волны  $S_2$  и полусуточной вариации потока землетрясений, связанной с неприливными факторами. Этот эффект мог стать причиной ошибочных выводов о влиянии гравитационного прилива на сейсмичность в некоторых публикациях.

#### Введение и постановка задачи

Поиск возможного влияния лунно-солнечных приливов на сейсмичность занимает важное место в сейсмологии, однако получаемые при этом результаты весьма противоречивы. Цель настоящей работы – всесторонняя проверка гипотезы о триггерном влиянии гравитационных приливов на сейсмичность Греции на основе тщательно отобранных исходных данных и специально сформированных выборок землетрясений с помощью комплекса робастных методов статистического оценивания гипотез.

#### Исходные данные

Для поиска возможного влияния гравитационного прилива на сейсмичность используется каталог землетрясений Греции, составленный Институтом геодинамики. Были сформированы 25 выборок землетрясений (табл. 1). Название (код) каждой выборки формируется суперпозицией кода энергии событий (второй столбец) и буквенного префикса календарного интервала (верхняя строка таблицы). Графически в табл. 1 выделены выборки представительных и "строго непредставительных" землетрясений [Дещеревский, Сидорин, 2011; 2012б]. Как и в этих работах, представительность оценивалась по отдельным ячейкам размером 1×1 градус (всего 88 ячеек), но уточнены границы эпох и диапазоны энергии для каждой выборки. В качестве представительной магнитуды М<sub>гер</sub> бралось наибольшее значение по всем ячейкам, в качестве "границы непредставительности" – наименьшее.

Таблииа 1

	Код	Пионорон	N, шт	Ζ	A	В	D	E	F
№	энер-	диапазон		1970-	1970-	1995-	2005-	2008.5-	2011-
	гии	магнитуд		2012	1994	2004	2008.5	2010	2012
1	00TO26	1,0-2,6	39105	39105	734	<u>1346</u>	<u>1136</u>	7323	28566
2	27TO30	2,7–3,0	33652	33652	4206	7506	5381	13935	2624
3	31TO35	3,1-3,5	41241	41241	7435	11427	11887	9291	1201
4	36TO41	3,6–4,1	16049	16049	5950	6209	2512	1014	364
5	42TO99	≥4,2	5536	3190	1752	854	340	153	91

Количество событий в выборках землетрясений разной энергии

<u>\*Подчеркиванием</u> выделены "строго непредставительные" (то есть непредставительные по всей площади каталога) выборки землетрясений, жирным шрифтом – гарантированно представительные по всей площади.

Для анализа периодических вариаций сейсмичности для каждой выборки был построен ряд количества N землетрясений соответствующей энергии в течение каждого часа. Затем строился временной ряд N(t) с равномерным шагом по времени. В случае представительных землетрясений полученные ряды можно считать однородными. Однако, если в подсчет включаются непредставительные землетрясения, то поток регистрируемых событий начинает зависеть и от изменений системы наблюдений, что нарушает однородность данных. Разбиение каталога на эпохи позволяет в значительной степени нивелировать этот эффект. При этом количество событий в выборках сильных землетрясений резко падает в соответствии с уменьшением продолжительности эпохи. Поэтому при интерпретации результатов следует принимать во внимание характеристики мощности выборок, приведенные в табл. 1. Для оценки влияния остаточной нестационарности проводился параллельный анализ исходных и нормализированных рядов с выровненными средним и дисперсией [Дещеревский, Сидорин, 20126].

Характеристики сейсмичности сопоставлялись с параметрами теоретического гравитационного лунно-солнечного прилива, рассчитанного для центра рассматриваемого региона. Объемная приливная деформация рассчитывалась по программе В.Л. Барабанова Tardy6 [Барабанов, Романчук, 2002]. Наряду с объемной деформацией Tide, рассматривались и другие параметры прилива – такие как скорость деформации vTide, модуль скорости деформации mTide и суточная амплитуда прилива aTide.

#### Методика анализа

При поиске влияния одних геофизических процессов на другие на первый план всегда выходит проблема оценки значимости найденных взаимосвязей. Стандартные способы оценки значимости всегда опираются на некоторую априорную статистическую модель исследуемого процесса. В данной работе применен не совсем обычный способ оценки надежности результатов: расчеты проводились по большому числу независимых наборов данных (выборок), а полученные результаты сравнивались. Для каждой построенной выборки формировался временной ряд землетрясений, для которого оценивались спектры и периодограммы и рассчитывались коэффициенты корреляции с рядами характеристик прилива как совокупного, так и лунного и солнечного в отдельности. При этом каждый отдельный коэффициент корреляции не интерпретировался, а анализировалось согласие между коэффициентами, полученными для независимых выборок. В частности, подсчитывалось количество положительных и отрицательных коэффициентов корреляции, а также некоторые другие статистики. При отсутствии влияния прилива на сейсмичность ("нулевая гипотеза") никаких специальных закономерностей в значениях корреляций наблюдаться не может. Обнаружение таких неслучайных закономерностей указывает на ошибочность нулевой гипотезы. Отклонение нулевой гипотезы означает, что изменения сейсмичности и прилив каким-то образом согласованы (синхронизированы) между собой, и позволяет ставить вопрос о физических механизмах, обеспечивающих такое согласие.

## Анализ спектров

Для обнаружения приливных периодов в сейсмичности Греции для всех сформированных рядов количества землетрясений были построены спектры Фурье, а также периодограммы дисперсии, Аббе и модулей, позволяющие выявлять слабые периодические составляющие в различных данных. Как правило, в спектрах рядов чисел землетрясений выделяются 24-часовой и 12-часовой периоды, при этом их амплитуда уменьшается с ростом энергии землетрясений [Дещеревский, Сидорин, 2012а,б]. При уменьшении количества событий в выборке ухудшается отношение сигнал/шум, что визуально также проявляется как уменьшение относительной (по отношению к шуму) амплитуды пиков на периодограммах и спектрах.

Детальный анализ всех построенных спектров и периодограмм в окрестности суточного и полусуточного периодов показывает, что в большинстве случаев в спектрах присутствуют только периоды 24.00 и 12.00 ч. В отдельных случаях имеются и приливные пики, однако их амплитуда обычно меньше, чем у суточного и полусуточного, а еще чаще никаких указаний на присутствие пиков на приливных периодах не наблюдается. В спектре каждого ряда чисел землетрясений проводился поиск двух экстремумов, соответствующих, с учетом ширины полосы пропускания спектра, приливным волнам  $M_2$  и  $O_1$ . Из 50 рассмотренных

случаев заметные экстремумы на периодах приливных волн были зафиксированы только в 8 случаях.

Присутствующие в некоторых спектрах и/или периодограммах экстремумы на частотах приливных волн следует интерпретировать лишь как предварительное указание на возможность реакции сейсмичности Греции на прилив, обосновывающее необходимость более глубокой проверки.

#### Корреляционный анализ

Корреляционный анализ позволяет непосредственно оценить наличие согласованных изменений параметров прилива и сейсмичности. В отличие от спектрального метода, он не предполагает неявное разделение внешнего вынуждающего сигнала на отдельные волны и лишен, связанных с этим обстоятельством, вычислительных неустойчивостей. Благодаря тому, что расчет корреляций основан на использовании статистических моментов второго порядка, автоматически обеспечивается учет возможных пороговых эффектов, связанных с экстремальными значениями деформаций, что сложно реализовать при рассмотрении отдельных приливных волн. К числу недостатков корреляционного метода можно отнести тот факт, что он не позволяет без дополнительной обработки выявлять частотно-зависимые эффекты. Важное достоинство корреляционного метода возможность использования в качестве независимых переменных (причинных факторов) не только амплитуды приливной деформации, но и производных от нее параметров, таких как скорость изменения деформации или модуль скорости изменения деформации. Их вариации происходят по более сложным законам, чем вариации приливной деформации, а в спектрах появляется большое количество дополнительных кратных или комбинационных частот. Из-за этого изучать влияние этих факторов стандартными методами сложнее, чем влияние самого прилива. Для того чтобы учесть возможные эффекты запаздывания реакции сейсмичности на прилив, рассматривались также ряды параметров прилива, задержанные на 2 и 4 ч.

Принципиальный момент, отличающий корреляционные методы от спектральных и облегчающий ответ на поставленные вопросы, состоит в том, что корреляционные методы могут применяться для выборок относительно небольшого объема. Снижение требований к объему выборки позволяет использовать альтернативный подход к оценке значимости обнаруживаемых эффектов. В частности, появляется возможность разбиения каталога на сравнительно большое число независимых выборок и получения оценок для каждой из них. Сравнение результатов, полученных для независимых выборок, – это удобный, наглядный и, главное, робастный способ оценки значимости эффекта, не требующий какихлибо специальных предварительных допущений о структуре сигналов. Это одно из ключевых обстоятельств, позволяющих надеяться на получение более надежных и устойчивых результатов именно при использовании корреляционного метода.

Результаты расчета корреляций для всех выборок землетрясений (см. табл. 1) со всеми перечисленными параметрами прилива сводились в «матрицу корреляций» [Дещеревский, Сидорин, 20126]. Анализ «матрицы корреляций» включал следующие этапы: 1) оценивался некоторый условный уровень значимости *Q* и выявлялись «условно-значимые» корреляционные коэффициенты, превышающие этот

уровень, или УЗК [Дещеревский, Сидорин, 2013]; 2) подсчитывалось количество устойчивых или стабильных УЗК, называемых ниже СУЗК. Событие УЗК классифицировалось как СУЗК, если при разбиении ряда на пять участков равной длины коэффициент корреляции мало менялся от участка к участку [Дещеревский, Сидорин, 2013]; 3) подсчитывалось количество УЗК и СУЗК, а также положительных и отрицательных корреляций для различных групп выборок и проверялось, что полученные результаты не противоречат нулевой гипотезе об отсутствии влияния прилива на сейсмичность. Если связь между сейсмичностью и приливом отсутствует (нулевая гипотеза), значение каждого коэффициента корреляции будет определяться различными случайными факторами. В рамках этой модели выпадение события УЗК (СУЗК) или определенного знака у коэффициента корреляции для каждого конкретного ряда (выборки) – это случайное независимое событие. Суммарное количество событий УЗК/СУЗК для некоторой группы независимых выборок (например, для пяти выборок событий одинаковой силы, относящихся к разным эпохам наблюдений) должно подчиняться распределению Пуассона. Оно не может зависеть ни от сдвига фазы приливных параметров, ни от энергии землетрясений, ни от других подобных факторов. Поэтому значимые различия в количестве УЗК в различных группах выборок указывают на неприемлемость нулевой гипотезы.

В результате анализа «матрицы корреляций» установлено, что нулевая гипотеза неприемлема, то есть вариации потока землетрясений согласованы с изменениями параметров прилива. Существенную неоднозначность в интерпретацию обнаруженных корреляций вносит наличие в потоках землетрясений суточного хода. Поскольку среди основных приливных волн нет волны с периодом, равным точно 24 ч, наличие гармонического 24-часового колебания в сейсмичности не должно влиять на корреляцию с гравитационным приливом. Однако реальная суточная вариация сейсмической активности заметно отличается от синусоидальной, поэтому в ее фурье-разложении присутствует и 12-часовая гармоника с периодом с приливной волны  $S_2$ . Совпадение периодов субгармоник суточного ритма сейсмичности с периодами приливных волн солнечного происхождения может приводить к наблюдаемым эффектам.

Для ответа на вопрос, какие именно процессы ответственны за неслучайную корреляцию сейсмичности и прилива, необходимы дополнительные расчеты, основанные на факте различия периодов лунных и солнечных приливных волн. Для этого можно выделить в теоретическом приливе две составляющие – лунную, описывающую влияние гравитационного поля Луны, и солнечную, описывающую влияние гравитационного поля Солнца.

Совершенно очевидно, что лунная составляющая зависит исключительно от влияния гравитационно-приливного фактора, а солнечная приливная составляющая согласована с солнечным негравитационным – термическим и электромагнитным – воздействием. Во всем остальном свойства солнечной и лунной составляющих прилива в рассматриваемом диапазоне периодов достаточно схожи. Поэтому наличие корреляции сейсмичности с лунной составляющей будет доказывать факт влияния гравитационного прилива на сейсмичность, в то время как корреляция сейсмичности с солнечной составляющей может объясняться как приливно-гравитационным влиянием, так и влиянием иных факторов, например, суточной периодичностью землетрясений.

#### Таблица 2

	S		S2		S4		М		M2			M4						
	Т	V	Μ	Т	V	Μ	Т	V	Μ	Т	V	Μ	Т	V	М	Т	V	М
1A	+	+	_	+	+	+	+	+	+		+	_	-	_	_		_	_
1B	+	_	_	+	+	_	_	+	-	+	+	_	_	+	_	_	+	+
1D	+	—	-	+	+	_	—	+	-	+	_	—	+	+	+	+	+	+
1E	+		+	+	+	+	+	+	_	+	+	+	+	+	+	_	+	_
1F	+	_	_	+	+	_	+	+	_	_	_	_	+	+	_	_	+	+
2A	+	+	+	+	+	_		+	-	+	+	_	-	+	_	-	+	_
2B	+	_	_	+	+	_	—	+	_	_	+	+	_	_	+	_	_	+
2D	+	_	+	+	+	_	—	+	-	+	+	+	_	_	_	+	_	+
2E	+	_	+	+	+	_	_	+	-	+	+	_	+	+	_	_	+	_
2F	+	+	+	_	+	+	+	+	+	+	_	+	+	_	+	+	+	_
3A	+	_	+	+	+	_	+	+	_	_	+	+	—	_	_	_		_
3B	_	_	+	_	_	_	—	+	_	+	+	_	_	+	_	_	+	_
3D	+	+	_	+	+	—	_	+	+	_	+	_	_	_	_	_	_	_
3E	+	_	_	+	+	_	_	+	_	_	+	_	_	+	_	_	_	_
3F	+	+	+	+	_	+	—	+	-	+	+	+	+	+	+	_	+	_
4A	+	+	+	_	+	_	_	+	_	+	_	+	+	_	+	+		+
4B	+	+	_	_	+	_	_	+	_	_	_	_	_	+	+	_	+	+
4D	+	_	_	+	+	+	+	+	+	+	+	_	—	+	+	_	+	_
4E	—	—	_	+	-	_	+	_	+	_	+	_	—	+	+	_	_	_
4F	+	+	+	—	+	+	—	_	_	_	_	_	+	+	_	+	+	_
5A		_	_	+	_	+		+	_		+	_		+	+	_	+	_
5B	—	+	+	—	+	+	-	+	-	+	+	-	+	+	+	_	+	+
5D	+	+	_	-	+	+	-	_	+	_	+	_	—	+	_	_	+	_
5E	+	_	+	+	+	+	-	+	-	_	+	+	-	_	+	_	_	+
5F	+	_	+	+	_	_	+	_	+	_	+	_	—	_	_	_	_	_

Знаки коэффициентов корреляции рядов чисел землетрясений и параметров солнечного и лунного приливов

\*Фоном выделены случаи, когда коэффициент корреляции превышает порог значимости *Q* [Дещеревский, Сидорин, 2013]: светлым фоном отмечены события УЗК, черным – события СУЗК, серым – промежуточные случаи, обозначенные в цитированной работе как «+?» и «?». Обозначения выборок в столбце 1: 1–5 – номер энергетического диапазона, А–F – код эпохи согласно табл. 1. Обозначения параметров прилива в таблице: T – TIDE, V – VTIDE, М – МТІDE. Солнечный и лунный приливы обозначен буквами S и M, цифра показывает величину задержки.

## Корреляция с солнечным и лунным компонентами прилива

Результаты расчета корреляций сейсмичности отдельно с лунным (MOON) и солнечным (SUN) компонентами прилива представлены в табл. 2. Цифрами 2 и 4 (условные обозначения солнечных и лунных компонентов – S2, S4, M2 и M4) помечены ряды, задержанные на 2 и 4 ч, соответственно. Аналогичный прием использован и в последующих таблицах. События УЗК в табл. 2 выделены светло-серым фоном, события СУЗК – черным фоном. Если коэффициент корреляции при делении ряда на участки менялся от участка к участку во много раз, но всегда сохранял один и тот же знак, использовался серый фон. Промежуточные

ситуации маркированы темно-серым фоном. Обобщающие сводки количества УЗК и СУЗК для каждого параметра, а также количества положительных и отрицательных корреляций для каждого столбца табл. 2 приведены в в табл. 3.

Таблица 3

	TIDE	VTIDE	MTIDE	TIDE2	VTIDE2	MTIDE2	TIDE4	VTIDE4	MTIDE4
Солнце, всего	13	6	6	10	12	4	6	13	4
Солнце, СУЗК	5	1	1	3	7	2	0	7	1
Солнце, +?	1	2	0	1	1	0	1	2	1
Солнце, +	2	2	1	2	2	0	2	0	1
Солнце, УЗК	5	1	4	4	2	2	3	4	1
Солнце > 0	21	10	13	18	21	10	9	21	7
Солнце < 0	4	15	12	7	4	15	16	4	18
Луна, всего	3	1	1	0	5	3	3	1	3
Луна, СУЗК	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Луна +?	0	0	0	0	0	1	1	0	2
Луна ?	1	0	0	0	0	0	1	0	1
Луна, УЗК	2	1	1	0	5	2	1	0	0
Луна > 0	12	19	8	9	16	12	5	15	9
Луна < 0	13	6	17	16	9	13	20	10	16

# Сводные данные по количеству УЗК/СУЗК в табл. 2 с солнечным и лунным компонентами прилива

\*Обозначения строк – как в табл. 2. «> 0» и «< 0» – число положительных и отрицательных корреляций, подсчет по столбцам табл. 2

Сравнение правой и левой половин табл. 2, а также верхней и нижней половин табл. 3 показывает очевидную разницу между количеством УЗК и СУЗК для солнечного (S) и лунного (М) прилива. Наибольшие различия наблюдаются для слабых землетрясений (коды энергии в первом столбце табл. 2–1, 2 и 3). Наиболее яркая разница наблюдается в количестве СУЗК (черный фон). Но при любом способе подсчета разница между числом выделенных ячеек в левой и правой половинах табл. 2 просто огромна. Заметим, что в каждом блоке строчек таблицы, включающем результаты для пяти выборок землетрясений одинаковой силы для пяти разных эпох, все выборки строго независимы. Это гарантирует отсутствие автокорреляций.

Не подлежит сомнению, что сейсмичность гораздо сильнее коррелированна с солнечным приливом, чем с лунным. Поскольку влияние гравитационно-приливных эффектов Солнца и Луны не может быть настолько различным, необходимо признать, что сейсмичность подвержена влиянию каких-то негравитационных факторов, воздействие которых согласовано с солнечными, но не лунными приливными ритмами. Подчеркнем, однако, что суточная (24-часовая) периодичность не может напрямую выступать в качестве такого фактора, так как среди основных приливных волн нет волны с периодом 24.00 ч.

Наиболее вероятной причиной эффектов, наблюдаемых в табл. 2–3, представляется возможное опосредованное влияние суточной ритмики. Дело в том, что суточная вариация потока землетрясений отличается по форме от синусоиды. Изза этого при наложении двух половин суточного периода результирующая вариация не является константой, то есть возникает 12-часовая периодичность. Этот эффект хорошо известен в спектральном анализе как эффект Гиббса. Таким образом, и в сейсмичности, и в приливе присутствуют согласованные вариации с одним и тем же периодом 12.00 ч. В первом случае это субгармоника суточной вариации, во втором – 12-часовая волна S<sub>2</sub>. Именно это, судя по всему, и является причиной значимой корреляции рядов чисел землетрясений и рядов приливных параметров.

Второй вывод, который можно сделать на основе анализа табл. 2-3, состоит в том, что матрица корреляций с лунным приливом тоже, возможно, не вполне случайна. Так, при подсчете количества положительных и отрицательных корреляций в каждом столбце табл. 2 вместо примерного паритета «+» и «-» наиболее часто встречаются соотношения 16:9, 18:7, 19:6 и даже 20:5. Для независимых выборок должно было бы получаться биноминальное распределение количества положительных и отрицательных корреляций в каждом столбце каждой таблицы. Полученные результаты показывают систематическое и существенное отклонение от такого распределения. Содержательная интерпретация этого результата, однако, осложняется тем обстоятельством, что те 25 выборок, по которым ведется подсчет числа положительных и отрицательных корреляций в каждом столбце таблицы, не являются полностью независимыми. Строгая независимость имеет место только для выборок, относящихся к разным эпохам, а вот выборки землетрясений разной силы для одной эпохи могут быть коррелированны. И хотя связь между выборками не очень сильна – корреляция между рядами количества землетрясений с разными магнитудами составляет 0,03-0,08 [Дещеревский, Сидорин, 20126], наличие взаимозависимости не позволяет считать полученный результат высокозначимым. В пользу гипотезы о влиянии лунного прилива на сейсмичность говорит и тот факт, что в группах их пяти независимых выборок, относящихся к пяти эпохам A, B, D, E, F, очень часто наблюдается совпадение знаков коэффициентов корреляции. Как видно из табл. 2, для лунного прилива, в пяти случаях из 45, все пять знаков совпадают, хотя для независимых событий можно было бы ожидать  $2,8 \pm 1,7$  таких случаев. Третий аргумент в пользу этой гипотезы – это факт наличия в сейсмичности периодичностей, совпадающих с периодами лунных приливных волн. Поэтому, несмотря на низкую значимость всех перечисленных эффектов, можно все же предположить, что слабое влияние приливных эффектов на сейсмичность Греции присутствует. При этом можно с полной определенностью утверждать, что оно намного слабее эффектов, связанных с суточной модуляцией потока землетрясений.

#### Заключение

1. Детальный анализ каталога землетрясений Греции, разбитого на 25 непересекающихся выборок землетрясений, показывает, что для подавляющего большинства выборок характерна мощная суточная, а также полусуточная периодичность (периоды 24.00 и 12.00 ч). В отдельных случаях в спектрах присутствуют также периодичности, соответствующие приливным волнам M<sub>2</sub> и O<sub>1</sub>, однако их амплитуда существенно меньше, чем у периодичностей 24.00 и 12.00 ч. В приливном разложении нет значимых волн с периодом 24.00 ч, следовательно, эта периодичность возникает под влиянием каких-то неприливных факторов с суточной периодичностью. 12-часовая периодичность может быть интерпретирована как субгармоника суточной вариации, возникающая из-за эффекта Гиббса. Сопоставление 12-часовой периодичности с приливной волной S<sub>2</sub> очень сомнительно, поскольку в таком случае почти невозможно объяснить, почему близкая по периоду приливная волна M<sub>2</sub>, вдвое более мощная, чем волна S<sub>2</sub>, не вызывает аналогичной реакции в сейсмике.

2. Анализ коэффициентов корреляции сейсмичности и прилива, выполненный для всех 25 выборок, показывает, что сейсмичность Греции значимо коррелированна с приливом, причем связь с солнечным приливом кратно сильнее, чем с лунным. Однако гравитационно-приливные эффекты должны, наоборот, быть более сильными для лунной составляющей. Поэтому необходимо сделать вывод, что обнаруженная корреляция обусловлена влиянием неприливных факторов, согласованных по частоте с отдельными солнечно-приливными волнами. Скорее всего, в качестве такого фактора выступает 12-часовая субгармоника суточного ритма сейсмичности, синхронизированная с 12-часовой приливной волной S<sub>2</sub>.

3. Следует подчеркнуть, что влияние негравитационных факторов, приводящее к согласованным с приливом вариациям сейсмической активности, может обнаруживаться и при использовании других статистических методов, таких как метод «суммирования фаз» и др. При некритической интерпретации такие результаты могут быть ложно истолкованы как доказательство влияния гравитационного прилива на сейсмичность. Возможно, именно наличием суточной периодичности землетрясений можно объяснить «успешные» результаты обнаружения влияния гравитационного прилива на сейсмичность в некоторых публикациях.

4. Анализ матрицы корреляций приливных факторов с лунным компонентом прилива показывает, что в этой матрице присутствуют отдельные особенности, которые трудно объяснить в рамках гипотезы об отсутствии влияния гравитационного прилива на сейсмичность. Однако такое влияние, если оно существует, в регионе Греции намного слабее, чем влияние негравитационных факторов.

#### Литература

Барабанов В.Л., Романчук Т.А. Анализ земных приливов по данным гидрогеодинамических и гравиметрических измерений // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 87–89.

Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Изменения представительности каталога землетрясений Греции во времени и в пространстве // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47, № 4. С. 64–80.

Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Суточная периодичность представительных землетрясений Греции // Сейсмические приборы. 2012а. Т. 48, № 3. С. 5–31.

Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Поиск влияния гравитационных приливов на региональную сейсмичность Греции разными методами: 1. Спектральный и периодограммный анализы // Сейсмические приборы. 20126. Т. 48, № 4. С. 5–26.

Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Поиск влияния гравитационных приливов на региональную сейсмичность Греции разными методами. 2. Корреляционный анализ // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 1. С. 35–59.

# ПРИЛИВНАЯ МОДУЛЯЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ: АЛЬТЕРНАТИВА ТРИГГЕРНОМУ МЕХАНИЗМУ

# В.А. Салтыков<sup>1</sup>, В.Ю. Зайцев<sup>2</sup>, Л.А. Матвеев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский <sup>2</sup> Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород

Представлены результаты исследования приливной модуляции сейсмического шума по экспериментальным данным, полученным на четырех специализированных пунктах на Дальнем Востоке. Рассматривая механизм приливной модуляции, можно выделить две ситуации, обусловленные принципиально различными причинами: приливное воздействие на источники шума и приливные вариации свойств среды. В работе рассмотрен второй случай. Предложен негистерезисный механизм, сочетающий в себе диссипативную и упругую нелинейные компоненты, что позволило объяснить эффект модуляции эндогенных сейсмических шумов с глубиной 10<sup>-2</sup>...10<sup>-1</sup> полем приливных деформаций, типичный уровень которых составляет 10<sup>-8</sup>.

## Введение

В 1983 г. эффекты модуляции сейсмических шумов в диапазоне 10...60 Гц естественными деформирующими процессами (собственные колебания Земли, земные приливы и т.д.) были оформлены как научное открытие [Рыкунов и др., 1984]. Эти пионерские работы имели принципиальное значение, так как обнаружение модуляции микросейсмического излучения деформационными процессами означало наличие в сейсмических шумах эндогенных компонент, что выводило их из разряда помех и позволяло рассматривать как самостоятельное информативное явление. Открытие вызвало бурную научную дискуссию, продолжавшуюся несколько лет. Стало очевидным, что серьезные исследования сейсмической эмиссии невозможны без организации специально спланированных долговременных наблюдений в районах с низким уровнем индустриальной активности. Одним из таких районов является Камчатка.

В 2012 году исполнилось 25 лет с начала изучения на Камчатке высокочастотных сейсмических шумов (ВСШ). За это время был получен ряд результатов, имеющих как фундаментальный, так и прикладной характер [Салтыков и др., 2007; 2012]. В первую очередь следует упомянуть подтверждение эффекта модуляции сейсмических шумов земными приливами и обнаружение вариаций параметров приливной компоненты огибающей ВСШ перед сильными региональными землетрясениями. Для дальнейшего использования этого эффекта необходимо понимание механизма этих эффектов, то есть физическая интерпретация. Дискуссионными, в частности, являются:

 механизм влияния формирующегося очага достаточно удаленного землетрясения на ограниченный объем среды в окрестностях станции;

- механизм приливной модуляции;

- механизм появления предвестниковых вариаций ВСШ перед землетрясением.

Рассматривая механизм приливной модуляции ВСШ, можно выделить два случая, обусловленных принципиально различными причинами: приливное воздействие на источники ВСШ, что можно отнести к триггерным процессам, и приливные вариации свойств среды. В представляемой статье будет рассматриваться второй случай.

# Модуляция ВСШ приливами

За время, прошедшее с начала исследования ВСШ на Камчатке и первого обнаружения приливной модуляции шумов, произошли большие изменения как в технике регистрации, так и в методике обработки. Число станций, регистрирующих ВСШ, увеличено до четырех. Следует отметить, что регистрация ВСШ организована в совершенно различных условиях: «Начики» и «Карымшина» – на Камчатке, «Шикотан» – на Южных Курилах, «Эримо» – на о. Хоккайдо (Япония). Подробно геолого-геофизические особенности и условия регистрации ВСШ описаны в [Салтыков и др., 2006]. Обнаружение модуляции шумов приливами на всех этих пунктах является весомым доказательством реального существования исследуемого эффекта. Однако, при этом упор делался на выявление лишь статистически значимых вариаций огибающей ВСШ с периодами основных приливных волн. В последующих работах [Салтыков, Кугаенко, 2007; Салтыков и др., 1997; 2007], связанных с выявлением предвестников сильных землетрясений, как правило, рассматривались фазовые параметры. Амплитуде же этих вариаций внимание не уделялось. Частично этот пробел мы восполним в данной публикации.

Как отмечалось в [Салтыков и др., 2006] всегда в огибающей сигнала присутствует компонента с периодом 24.00 часа (а также 12.00 час.), обусловленная действием антропогенного и метеорологических факторов. Это налагает большие ограничения на использование приливных волн  $P_I$ ,  $K_I$  и  $S_2$ , которые являются одними из самых мощных приливных волн, но имеют периоды 24.07, 23.93 и 12.00 час. близкие периодам помех. Из тех волн, которые являются достаточно сильными в приливном воздействии, остаются волны O<sub>1</sub> (период T = 25,82 час.),  $M_2$  (T = 12,42 час.),  $Q_1$  (T = 26,87 час.)  $N_2$  (T = 12,66 час.) [Мельхиор, 1968]. Для выделения периодических компонент в огибающей ВСШ будет использоваться модифицированный метод Бюй-Балло [Серебренников, Первозванский, 1965] (он же – метод наложения эпох):

$$X(t) = \overline{x(t+nT)} = \sum_{n=0}^{N} x(t+nT)/(N+1),$$
(1)

где X(t) – периодическая компонента с периодом T, выделенная из исходного числового ряда x(t) путем осреднения (N+1) отрезков исходного ряда (n – номер отрезка). Модификация метода заключается в использовании не среднеарифметического значения сигнала, а его медианы:

$$X(t) = mediana\{x(t+nT)\}, n = \overline{0, N}.$$
(2)

Такой подход представляется оправданным при наличии импульсных помех (выбросов).

Следует иметь в виду, что отклик на приливное воздействие не носит стабильный во времени характер [Салтыков, Кугаенко, 2007; Салтыков и др., 1997]: участки существования приливной компоненты сменяются участками ее отсутствия, меняются амплитудно-фазовые соотношения «прилив-ВСШ», в то время как сами земные приливы имеют постоянные во времени параметры (амплитуды, пе-



**Рис. 1**. Вариации уровня ВСШ с периодами, соответствующими приливным гармоникам  $O_1, Q_1, M_2$  и  $N_2$ , на четырех пунктах регистрации ВСШ – Начики, Карымшина, Шикотан и Эримо.

Сплошная линия – аппроксимация представленных точек гармоникой с периодом соответствующей приливной волны по методу наименьших квадратов. Длительность анализируемых данных представлена в таблице

риоды и фазы набора приливных волн). В связи с этим на рис. 1 приведены выделенные вариации огибающей ВСШ с приливными периодами для всех четырех станций, для четырех периодов (соответствующих периодам волн O<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, Q<sub>1</sub> и N<sub>2</sub>) и для участков различной длительности.

Таблица

Тип волны	Начики	Карымшина	Шикотан	Эримо		
O <sub>1</sub>	(8,0±2,1)% 114	(5,9±1,0)% 639	(3,5±1,0)% 241	(1,7±0,3)% 298		
Q1	(7,3±1,6)% 300	(1,9±1,0)% 347	(2,7±0,9)% 328	(1,6±0,5)% 103		
M <sub>2</sub>	(5,6±1,6)% 103	(5,3±0,8)% 502	(1,8±0,5)% 194	(0,82±0,22)% 89		
N <sub>2</sub>	(4,6±1,4)% 163	$(2,9\pm1,0)\%$ 317	$(1,7\pm0,6)$ % 394	$(1,8\pm0,4)\%$ 181		

Глубина модуляции уровня ВСШ приливными процессами

Примечание. Курсивом показана продолжительность интервала данных (*в сутках*) при выделении приливных компонент уровня ВСШ.

Как отмечалось выше, в данной работе нас интересует амплитуда приливного отклика ВСШ. В относительной шкале ее характеризует глубина модуляции:

$$\frac{X_{\max} - X_{\min}}{X_{\max} + X_{\min}} = \frac{A_T}{\overline{X}} , \qquad (3)$$

где  $X_{\text{max}}$  и  $X_{\text{min}}$  – максимальное и минимальное значение периодической компоненты огибающей ВСШ,  $A_{\text{T}}$  – амплитуда аппроксимирующей гармоники,  $\overline{X}$  – среднее значение огибающей ВСШ.

Как следует из таблицы, во всех представленных примерах выделения приливной компоненты ВСШ глубина модуляции составляет (1...10)%. Учитывая различные геологические условия, в которых получены исходные данные, а также достаточно произвольно выбранный временной интервал для анализа, можно рассматривать полученную глубину модуляции не как аномальную, а как обычную для исследуемого эффекта.

# Проблема интерпретации результатов

Основным препятствием для интерпретации этих данных является, казалось бы, слишком большая величина эффекта ~ $10^{-2}...10^{-1}$  по сравнению с воздействующими на состояние горных пород приливными деформациями с характерной амплитудой  $10^{-8}$ . Повышенная упругая нелинейность хотя и описывает наблюдаемые приливные вариации скоростей упругих волн порядка ~ $10^{-3}...10^{-5}$  [De Fazio et al., 1973; Reasenberg, Aki, 1974], но не может объяснить на 2...3 порядка более сильную модуляцию шумов.

"Неклассическая" гистерезисная нелинейность (в принципе способная приводить к появлению дополнительной диссипации для одной волны под действием другой) также не может объяснить этот эффект. Проблема здесь в том, что при большой разнице частот взаимодействующих возмущений (10<sup>6</sup>...10<sup>7</sup> раз в обсуждаемом случае) этот эффект оказывается пренебрежимо мал [Zaitsev et al., 2005].

Альтернативное предположение о приливном влиянии не столько на условия распространения шумов, сколько на сами их источники также не представляется достаточно оправданным, по крайней мере, в качестве единственного механизма. Действительно, выраженная приливная модуляция шумов наблюдалась [Салтыков и др., 1997] в различные фазы сейсмоактивности (и до, и после землетрясений), когда фоновые напряжения горных пород должны были существенно различаться. В связи с этим для интерпретации всей совокупности таких данных требуется найти иной, более универсальный и грубый (в смысле условий самого его существования) механизм.

#### Негистерезисные амплитудно-зависимые потери в среде

Для обсуждаемого класса микронеоднородных сред характерно наличие контрастно-мягких (по сравнению с однородной средой-матрицей) особенностей, прежде всего, трещин и контактов [Руденко, 2006]. В силу локально повышенной сжимаемости на таких дефектах локализуются наибольшие деформации и, соответственно, отклонения от линейного закона Гука, что обусловливает сильное возрастание средней (макроскопической упругой нелинейности среды) [Руденко, 2006; Zaitsev, 1996]. Те же повышенные деформации (и, соответственно, скорости деформаций) приводят и к сильно локально-повышенным потерям и, следовательно, заметному росту макроскопических диссипативных параметров по сравнению с однородным материалом. Утверждение о важности наличия именно мягких дефектов для возрастания нелинейности среды в настоящее время стало общепринятым [Руденко, 2006], причем горные породы приводятся в качестве одного из наиболее ярких примеров сред, обладающих такими микроструктурными особенностями.

Чтобы наглядно показать сущность механизма негистерезисной амплитуднозависимой диссипации в таких средах воспользуемся наглядной реологической моделью, учитывающей отмеченные выше основные особенности материала (рис. 2). Отметим, что для выявления микроструктурно-обусловленных амплитудно-зависимых потерь достаточно учесть нелинейный характер деформирования и наличие потерь только на мягких дефектах (где деформации в силу их мягкости сильно повышены), а среду-матрицу можно считать идеально упругой и линейной, как это и показано на рис. 2. При этом уравнение состояния дефектов можно записать в виде

$$\sigma = \varsigma E[\varepsilon_1 + F(\varepsilon_1)] + gd\varepsilon_1/dt, \tag{4}$$

где упругое напряжение  $\sigma$  в среде связано с локальной деформацией  $\varepsilon_1$  мягкого дефекта, причем величина  $\varepsilon_1$  значительно больше, чем средняя деформация  $\varepsilon$  материала с силу высокой мягкости дефекта, характеризуемой малым параметром  $\zeta << 1$ . При этом упругий модуль *E* характеризует однородную упругую средуматрицу. Для нашего обсуждения эффектов, наблюдающихся при очень малых деформациях, будет вполне достаточно учесть низший, квадратичный по деформации  $\varepsilon_1$  порядок упругой нелинейности дефектов:

$$F(\mathcal{E}_1) = \gamma \mathcal{E}_1^2 \,. \tag{5}$$

Параметр нелинейности  $\gamma$  будем считать отрицательным, так как под действием растягивающего напряжения  $\varepsilon > 0$  обычно материал становится мягче. Подчеркнем, что в масштабе локальной деформации  $\varepsilon_1$  дефекта его нелинейность имеет вполне обычный невысокий уровень, т.е. локальный параметр нелинейности  $\gamma$  имеет величину порядка нескольких единиц, что типично для однородных упругих сред [Зарембо, Красильников, 1970].



**Рис. 2**. Реологическая модель микронеоднородной упругой среды с мягкими дефектами. Функция *F*(..) и параметр *g* описывают их упругую нелинейность и эффективную вязкость. Количество дефектов характеризуется их погонной концентрацией v = l/L в одномерном случае или относительным объемным содержанием при обобщении на трехмерный случай

В работе [Зайцев, Матвеев, 2006] показано, что отмеченные выше минимальные предположения о характере микроструктуры среды (наличие мягких дефектов типа трещин, на которых локализована нелинейная упругость и обычные линейные релаксационные потери) приводят к выводу о существовании в такой среде выраженной амплитудно-зависимой диссипации. Для большей наглядности результатов также примем пока одинаковое значение параметра мягкости дефектов  $\zeta$ . Выделяя при указанных предположениях реальную и мнимую части осциллирующего напряжения, получим [Зайцев, Матвеев, 2006] следующие выражения для эффективного упругого модуля  $E_{eff}$  среды и декремента  $\theta$  для осциллирующей компоненты деформации в присутствии квазистатического воздействия  $\varepsilon_0$ :

$$E_{eff} / E \approx 1 - \frac{\nu}{\zeta} \frac{1}{1 + \varpi^2} - 2 \frac{\nu |\gamma| \varepsilon_0}{\zeta^2} \frac{1 - \varpi^2}{(1 + \varpi^2)^2}$$
(6)

$$\theta = \theta_{lin} + \theta_{nl} \approx \pi \frac{\nu}{\zeta} \frac{\overline{\omega}}{1 + \overline{\omega}^2} + 2\pi \frac{\nu |\gamma| \varepsilon_0}{\zeta^2} \frac{2\overline{\omega}}{(1 + \overline{\omega}^2)^2}, \qquad (7)$$

где введена нормированная частота  $\overline{\omega} = \omega / (\zeta \Omega)$ ,  $\zeta \Omega$  имеет смысл релаксационной частоты дефекта,  $\nu$  – концентрация дефектов, причем в (6),(7) использовано вполне оправданное предположение [Зайцев, Матвеев, 2006], что вкладом однородной среды-матрицы в поглощение можно пренебречь.

Последнее слагаемое в выражении (7) показывает, что учтенные в модели хорошо известные факторы (мягкость, квадратичная упругая нелинейность и линейные потери на дефектах) в комбинации приводят к выраженной амплитуднозависимой диссипации, которая должна быть типична для очень широкого класса сред, обладающих указанными особенностями. Как наглядно видно из (6) и (7), линейные и нелинейные вклады дефектов (как реактивный упругий, так и диссипативный) определяются, одними и теми же их параметрами в похожих комбинациях. При этом имеется, однако, следующая существенная разница: дефекты дают одинаковые по порядку величины нелинейные вклады в относительное изменение упругого модуля  $E_{eff}$  и в абсолютное (а не относительное!) изменение декремента  $\theta$ . Отсюда следует, что амплитудно-зависимые (в нашем случае от  $\varepsilon_0$ ) относительные вариации декремента  $\Delta \theta / \theta \sim \theta_{nl} / \theta_{lin}$  оказываются многократно выше, чем сопутствующие им вариации упругого модуля:

$$\Delta \theta / \theta \gg \theta \sim \Delta E / E , \qquad (8)$$

поскольку даже в средах с дефектами (таких, как горные породы) декремент практически всегда много меньше единицы:  $\theta \ll 1$ . Рассмотрим, как такие вариации  $\Delta \theta / \theta$  могут повлиять на уровень шумов, даже предполагая стационарным уровень источников их эмиссии.

#### Модельные оценки глубины приливной модуляции ВСШ

Сделаем оценку ожидаемого уровня приливных эффектов для эндогенных шумов на основе следующих простых соображений. Для приемника, помещаемого в начало координат и настроенного на спектральную составляющую на частоте  $\omega$ , излучаемую *i*-ым источником, имеющим координату  $r_i$  и амплитуду  $A_i(\omega)$ , соответствующая амплитуда в точке приема имеет вид

$$A_{i}(\omega) = [A_{0}^{i}f_{i}(\mathbf{\phi})/r_{i}]\exp[-\theta(\omega)r_{i}/\lambda], \qquad (9)$$

где  $\lambda$  – длина упругой волны, соответствующая частоте  $\omega$ . Выражение (9) учитывает сферическую расходимость и экспоненциальное ослабление сигнала, а функция  $f_i(\phi)$  пространственного угла  $\phi$  описывает возможную угловую направленность источника. Результирующая спектральная интенсивность  $I(\omega)$  шума определяется суммированием вкладов всех окружающих источников. При выполнении суммирования усреднение по ориентациям дает некоторый множитель, не зависящий от свойств среды, так что дальнейшее суммирование по объему источников может быть представлено в виде интеграла по радиальной координате:

$$I(\omega) \propto \sum_{i} A_{i}^{2} \propto \int_{0}^{\infty} \left( \frac{\exp[-\theta(\omega)\frac{r}{\lambda}]}{r} \right)^{2} r^{2} dr \propto \frac{\lambda}{\theta(\omega)}$$
(10)

Из структуры (10) видно, что для заданной интенсивности источников результирующая величина  $I(\omega)$  определяется вкладом области, размер которой ограничен характерной длиной затухания  $\lambda/\theta$ . При этом в среде, у которой внешнее воздействие модулирует ее упруго-диссипативные свойства, относительные вариации интенсивности принимаемого шума определяются, прежде всего, относительными вариациями декремента:

$$\frac{\Delta I(\omega)}{I(\omega)} \propto \Delta(\frac{\lambda}{\theta(\omega)}) / (\frac{\lambda}{\theta(\omega)}) = \frac{\Delta \lambda}{\lambda} - \frac{\Delta \theta}{\theta} \approx -\frac{\Delta \theta}{\theta}, \quad (11)$$

поскольку для микронеоднородных сред, как пояснялось выше:

$$\Delta \lambda / \lambda \approx \Delta E / (2E) \ll \Delta \theta / \theta. \tag{12}$$

Оценка  $\Delta \theta / \theta$  на основе (7), показывает, что при заданной величине  $\varepsilon_0$  относительные вариации определяются фактически только собственной нелинейностью дефектов  $\gamma$  и их эффективной мягкостью  $\zeta$  и не зависят от концентрации v дефектов:

$$\Delta \theta / \theta = \theta_{nl} / \theta_{lin} \sim 2 |\gamma| \varepsilon_0 / \zeta.$$
<sup>(13)</sup>

Предположим для оценки умеренное значение параметра собственной нелинейности дефекта  $|\gamma| = 5$  и выберем значение параметра мягкости  $\zeta$  в диапазоне  $10^{-5}...10^{-6}$  («выживание» трещин со столь малым дифференциальным значением мягкости  $\zeta$  возможно [Зайцев и др., 2008] не только непосредственно у поверхности, но и на умеренных глубинах, при учете волнистой неровности границ реальных трещин). Тогда для амплитуды приливных деформаций  $\varepsilon_0 \sim 10^{-8}$  ожидаемая величина индуцированных вариаций эндогенного шума составляет

$$\Delta I(\omega) / I(\omega) \sim 0.01..0.1.$$
 (14)

Эта оценка прекрасно согласуется с характерной глубиной наблюдаемых вариаций.

#### Выводы

Рассмотренная наглядная модель микронеоднородной среды, учитывающая несколько очень общих и хорошо известных особенностей горных пород, позволила предложить механизм и получить хорошо согласующиеся с натурными наблюдениями оценки для известного свыше 30 лет, но не находившего удовлетворительной физической интерпретации эффекта приливной модуляции эндогенных сейсмических шумов. В то же время модель амплитудно-зависимой диссипации не отрицает существование одновременного воздействия приливов непосредственно на источники сейсмического шума (триггерный механизм).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00303).

## Литература

Зайцев В.Ю., Матвеев Л.А. Амплитудно-зависимая диссипация в микронеоднородных средах с линейным поглощением и упругой нелинейностью // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 695-710.

Зайцев В.Ю., Салтыков В.А., Матвеев Л.А. О связи приливной модуляции сейсмических шумов с амплитудно-зависимыми потерями в горных породах // Акустический журнал. 2008. Т. 54. № 4. С. 621-628.

Зарембо Л.К., Красильников В.А. Нелинейные явления при распространении упругих волн в твердых телах // УФН. 1970. Т. 102. № 4. С. 549-586.

Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.

*Руденко О.В.* Гигантские нелинейности структурно-неоднородных сред и основы методов нелинейной акустической диагностики // УФН. 2006. Т. 176. № 1. С. 77-95.

*Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // Открытия в СССР в 1983 г. М.: ВНИИПИ, 1984. С. 46.

Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Особенности пространственной связи приливной компоненты сейсмических шумов с областями подготовки сильных землетрясений (по материалам долговременных режимных наблюдений на Камчатке) // Физика Земли. 2007. № 9. С. 48-60. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. 20 лет исследованию сейсмических шумов на Камчатке: от экспериментальных наблюдений к прогнозу землетрясений и моделированию // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 37-50.

Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Исследования высокочастотных сейсмических шумов в системе геофизического мониторинга Камчатки // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке: кол. монография к 50-летию детальных сейсмологических наблюдений". Глава 10. Петропавловск-Камчатский: Новая книга, 2012. С. 270-304.

Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Вариации приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума в результате изменений напряженного состояния среды // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 73-83.

Салтыков В.А., Чебров В.Н., Синицын В.И., Кугаенко Ю.А., Касахара М. Организация наблюдений сейсмических шумов вблизи сейсмофокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 43-53.

Серебренников М.Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей. М.: Наука, 1965. 244 с.

*De Fazio T., Aki K., Alba I.* Solid earth tide and observed change in the in situ seismic velocity // J. Geophys. Res. 1973. V. 78. P. 1319-1323.

Reasenberg P., Aki K. A precise continuous measurement of seismic velocity for monitoring of in situ stress // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. P. 399-406.

Zaitsev V. A model of anomalous acoustic nonlinearity of micro-inhomogeneous media // Acoust. Lett. 1996. V. 19. № 9. P. 171-176.

Zaitsev V., Gusev V., Zaytsev Yu. Mutually induced variations in dissipation and elasticity for oscillations in hysteretic materials: non-simplex interaction regimes // Ultrasonics. 2005. V. 43. P. 699-709.

# ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МАГИСТРАЛЬНЫХ ЛЕДОВЫХ ТРЕЩИН БАЙКАЛА

## В.В. Ружич, Е.Н. Черных, Е.А. Левина, Е.И. Пономарева

#### Институт земной коры СО РАН, Иркутск

С помощью разработанной системы сбора информации проводятся наблюдения за деформационными процессами в ледовом покрове озера Байкал. Обсуждается опыт выявления статистических зависимостей величин измеренных деформаций, сейсмичности и ряда метеопараметров. Показана возможность вероятностного прогноза ледовых ударов на основе анализа собранной информации и возможность использования льда как модели для совершенствования подходов к прогнозу тектонических землетрясений.

## Введение

Обширный ледяной покров Байкала представляет уникальный полигон для физического моделирования разнообразных явлений и различных режимов физико-механического разрушения упруго-вязко-пластических сред, во многом подобных тем, что наблюдаются в среде геологической. Иерархически упорядоченный блочный ледяной покров после своего возникновения на протяжении полугода непрерывно подвергается внешним воздействиям в виде ветров, течений, термических колебаний, снежных заносов, а также техногенными воздействиями на зимних транспортных коммуникациях. Все они в своей сложной совокупности, в конечном счете, влияют на процессы его деформирования и разрушения. Деструкция ледяных полей проявляется постоянным развитием разномасштабных трещин вплоть до формирования магистральных межблочных разрывных нарушений в виде многокилометровых зон, называемых становыми трещинами. Последние имеют много сходства с морфологией тектонических разломов и при своем развитии способны излучать волновые колебания широкого амплитудночастотного диапазона, включая сейсмический диапазон от долей герца до сотен кГц. Более ранними работами было показано, что ледяной покров озера Байкал является благоприятной средой для физического изучения сейсмотектонических процессов, а наблюдаемые наиболее сильные сейсмические явления при динамическом разрушении ледяного покрова достигают энергетического уровня  $E = 10^{5} - 10^{8}$  Дж, соответствующего слабым землетрясениям или горным ударам средней силы [Гаккель, 1959; Ружич, Псахье, Черных, 2009; Добрецов, Псахье, Ружич и др., 2007; Добрецов, Ружич Псахье и др. 2011; Psakhie, Dobretsov, Shilko et al., 2009]. Такие события были названы ледовыми ударами и изучались как некие аналоги слабых землетрясений, возникающих в зонах становых трещин при воздействиях различных факторов на ледяной покров.

## Цели и задачи исследований в 2013 г.

1. Разработка подходов к решению методологических проблем прогноза тектонических землетрясений средствами физического моделирования в условиях деформирования и разрушения ледяного покрова Байкала.

 Изучение причин и механизмов возникновения ледовых ударов, разработка методов их прогнозирования и способов снижения напряженного состояния.

В МЧС Иркутской области поставлена достаточно актуальная задача разработки способа прогноза актов динамического разрушения льда с выраженными сейсмическими явлениями – ледовыми ударами, которые приводят к разрушению береговых коммуникаций, транспортных путей, а также гибели людей и техники.

#### Методы и результаты

Разработанная система инструментальной регистрации деформаций в трещинах и ряда других параметров позволяет средствами связи в рамках удаленного доступа с полигона получать непрерывную информацию о деструктивных процессах в становых трещинах. С использованием информации, поступающей от метеостанций и датчиков, вмороженных в лед, предпринимались попытки прогнозировать наступление наиболее энергетически сильных сейсмических актов и осуществлять их изучение в условиях непосредственной визуализации. Также разработано соответствующее программное обеспечение для численных оценок значимости внешних факторов, влияющих на деформирование и разрушение ледяного покрова в разных соотношениях.

Можно отметить следующие особенности режимов деформационной и сейсмической активизаций в зонах становых трещин, рассматриваемых как аналог зон сейсмогенерирующих разломов. С помощью записей сейсмостанций, расставленных вдоль становых трещин на расстояниях 4–10 км (рис. 1) установлено, что скорость продольного вспарывания в виде взбросо-надвиговых подвижек в



**Рис. 1.** Размещение трех станций наблюдения на становой трещине ледяного покрова о. Байкала в районе п. Листвянки в феврале-марте 2013 г.

зоне становой трещины при ледовом ударе варьирует в интервале значений 0,8-1.4 км/с, что имеет близкие значения со вспарыванием в разломах при землетрясениях. Чаще всего имела место направленность распространения вспарывания в трещине от берегового припая в сторону средней части озера, но были отмечены также случаи проявления обратной направленности. Данное наблюдение можно объяснить началом распространения вспарывания от наиболее напряженных фрагментов, то есть тех мест, где возникли условия неустойчивости ледяного покрова, например от извилистой береговой линии озера. Наиболее мощные эффекты взламывания ледяных пластин толщиной 0,8–1,0 м происходят при первичном динамическом разрушении ледяных полей, когда в условиях сжатия возникают трещины скалывания. В дальнейшей динамике ледовых деформаций обычно происходят эпизодические подвижки с интервалами 1.5 и 8 суток, что обусловлено изменением физического состояния льда под воздействием разных метеофакторов. При этом в ледяном покрове эпизодически накапливаются до предельного уровня устойчивости деформации под воздействиями температурного расширения, штормовых ветров, подледных течений (рис. 2). Проведенный анализ периодичностей изменения погодных температурных условий и сейсмической активности показал их хорошую сходимость (рисунки 3, 4). Как правило, именно в периоды резкого потепления в дневное время, когда температура льда на разных его глубинных уровнях повышается до минимальных отрицательных значений, происходят акты динамического вспарывания трещин и сейсмические активизации. Это позволяет по анализу метеосводок прогнозировать ледовые удары



Рис. 2. Графики колебаний температуры воздуха и сейсмической активности после сглаживания по амплитудам значений. Видно, что связь очень наглядно выражена



**Рис. 3.** Периодограмма изменений температуры воздуха в районе п. Листвянки за период зимних наблюдений в 2013 году с указанием длительности периодов в сутках



**Рис. 4.** Периодограмма изменений в этом же районе сейсмической активности ледяного покрова в сутках

за период ожидания до двух недель, но с учетом проявлений совокупности нескольких факторов, помимо температурного: например, выпадения снега и штормовых ветров, способных блокировать эффекты воздействия солнечной инсоляции на реологию ледяного покрова. Не очень надежный метеопрогноз и сложные сочетания метеофакторов затрудняют долгосрочное прогнозирование ледовых ударов, делая его вероятностным. В моменты проявления последней стадии подготовки динамического вспарывания фрагментов становых трещин, появляющихся за несколько минут или десятков секунд, отмечаются краткосрочные предвестники в виде нарастающего треска льдин и звуковых вибраций. За один день потепления иногда регистрировались несколько сильных ледовых ударов и серии более мелких, что фиксировалось сейсмостанциями и по датчикам линейных смещений в трещинах. После сейсмодеформационных активизаций проявлялось сейсмическое затишье в течение нескольких десятков минут. При ночном похолодании обычно происходит частичное промерзание трещин, возрастает сдвиговое сопротивление и снижение сейсмической активности до накопления деформаций и достижения очередного критического состояния динамической неустойчивости.

Используемая система сбора информации представляет на выходе результаты измерений в виде временных рядов. Для численного описания связи изменения метеопараметров и характеристик деформации льда эти временные ряды сглаживались с помощью временных окон и затем подвергались регрессионному анализу. При этом для сглаживания исходных рядов использовались окна продолжительностью 1, 3, 6, 12 и 24 часа и два типа сглаживания – вычислением среднего и суммированием всех значений, попадающих в данное окно. Наилучшие результаты получены с использованием окон в 12 и 24 часа, что, видимо, объясняется наиболее ярко выраженной связью деформации льда с дневными и ночными изменениями температуры воздуха.

Нашей задачей является подход к прогнозу ледовых ударов, т.е. получение значения неизвестной величины по наблюдаемым значениям температуры воздуха, атмосферного давления и скорости ветра. Для этого требуется не просто установить наличие связи между этими величинами, но и выразить ее в виде функциональной зависимости, чтобы, опираясь на статистику, получить представление о значимости указанных факторов в проявлениях динамической деструкции ледяного покрова и сейсмики. Вычисления проводились в предположении, что зависимость между рассматриваемыми параметрами выражается в виде многочлена первой (прямая линия), второй или третьей степени. Использование квадратичной и кубической регрессии дало лучший результат по сравнению с линейной.

Связь деформаций льда в трещине с температурой воздуха достаточно очевидна R = 0,68 (квадратичная регрессия), также, как связь температуры воздуха с сейсмичностью R = 0,47 (квадратичная регрессия) и R = 0,76 (кубическая регрессия) за 48 суточный период наблюдений. Выяснено, что коэффициент корреляции между рассматриваемыми величинами улучшается при увеличении длительности окна сглаживания до 6 часов и использовании регрессии более высокого порядка.

Аналогичная оценка связи между атмосферным давлением и сейсмической активностью в ледяном покрове Байкала показывает, что она выражена намного слабее при R=0,11(квадратичная регрессия). Похоже, что резкие изменения атмосферного давления влияют на ледяную покровную пленку озера и приводят к активизации в ней процессов деструкции и связь следует оценивать через градиенты изменений давления. Изучение оценок зависимости между скоростью ветра и сейсмической активностью дает значения R = 0,28 (квадратичная регрессия). Следовательно, сильные ветра, как и высокое атмосферное давление, не оказывают существенного влияния на сейсмическую активность. Ледовые удары происходят чаще всего при умеренных скоростях ветров или при штиле.

Таким образом, из анализа связи сейсмической активности становой трещины с погодными условиями в феврале–марте 2013 года установлено, что наиболее благоприятными сочетаниями погодных факторов для проявления высокой сейсмической активности и ледовых ударов являются умеренное давление, быстрое потепление, слабый ветер, отсутствие снежного покрова. Уверенно различаются характерные для Байкальской впадины ритмы погодных условий, которые и модулируют ритмы деструкции и сейсмической активности ледяного покрова.

#### Выводы

Использование метеосводок позволяет прогнозировать наступление сейсмической активизации за суточный, а также 5 и 8-и суточный периоды, то есть осуществлять долгосрочный и среднесрочный виды прогноза сейсмодеформационной активизации в межблочных зонах магистральных ледовых трещин. Ошибка в прогнозе погоды влечет за собой ошибку в прогнозе ледового удара. В пределах суточного периода активизации, особенно при благоприятных условиях непосредственной визуализации процессов в магистральной трещине, становится возможным краткосрочный прогноз наступления ледовых ударов. Созданная авторами оригинальная специализированная аппаратура позволяет осуществлять круглосуточный мониторинг смещений в зонах становых трещин в режиме опline, а присутствие наблюдателей на льду помогает по сейсмоакустическим сигналам уточнять время наступление очередного удара за 20-40 минут. Все это в совокупности дает возможность в оперативном режиме контролировать ход подготовки сильных сейсмических актов в конкретных сегментах изучаемых зон становых трещин и таким образом осуществлять долгосрочный, средне- и краткосрочный прогноз.

Однако для прогнозирования ледовых ударов на больших площадях ледяного покрова Байкала требуется соответствующее техническое оснащение, наличие сети наблюдательных пунктов, наличие хорошо налаженной оперативной связи, диспетчерских пунктов, адекватных численных моделей для обработки материалов и выдачи решений. Точность прогноза ледовых ударов определяется уровнем соблюдения указанных требований мониторинга и вероятностью осуществления метеосводок по отдельно взятому району акватории озера Байкал. Понятно, что достижение высокой степени точности площадного прогноза ледовых ударов связано с существенными финансовыми затратами.

Контроль за проявлениями главных факторов подготовки ледовых ударов в достаточной мере доступен, поэтому их прогноз может быть относительно успешным и осуществляться на более высоком вероятностном уровне, чем при долго- и среднесрочном прогнозе землетрясений, не говоря уже о краткосрочном виде прогноза.

#### Заключение

Главной проблемой для более успешного прогнозирования явлений динамического разрушения в межблочных зонах геологической высоконапряженной среды является недостаток информации. Для ликвидации этого пробела необходимо проведение непрерывного детального мониторинга изменений различных параметров, своевременной обработки поступающей информации и принятия решений о сейсмическом риске с учетом использования адекватных моделей подготовки актов динамического разрушения. Применительно к землетрясениям эти причины сложной модуляции сейсмических процессов еще предстоит выявить, а получение такой информации, например, в виде слежения за предвестниками или за развитием процессов в очаговой области готовящегося землетрясения, является весьма дорогостоящим занятием. Следовательно, более точный прогноз землетрясений всегда будет стоить очень дорого даже для наиболее развитых стран.

Исследования проводились в рамках выполнения интеграционных проектов СО РАН №№ 73 и 100.

#### Литература

Гаккель Я.Я. Природное "моделирование" на ледяной коре. М.: Изд-во ВГО, 1959.

Добрецов Н.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Попов В.Л., Шилько Е.В., Гранин Н.Г., Тимофеев В.Ю., Астафуров С.В., Димаки А.В., Старчевич Я. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре. ДАН. 2007. Т. 412. № 5.

Добрецов Н.Л., Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Шилько Е.В., Левина Е.А., Пономарева Е.И. О совершенствовании способов прогноза землетрясений средствами физического моделирования в ледовом покрове Байкала // Физическая мезомеханика. 2011. Т. 14. № 4.

*Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Борняков С.А., Гранин Н.Г.* Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове озера Байкал // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3.

*Psakhie S.G., Dobretsov N.L., Shilko E.V., Astafurov S.V., Dimaki A.V., Ruzhich V.V.* Model study of the formation of deformation-induced structures of subduction type in block-structured media. Ice of like Baikal as a model medium // Tectonoiphysics. 2009. T. 465.

# ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНЫХ СВОЙСТВ НАРУШЕНИЯ СПЛОШНОСТИ НА РЕЖИМ СДВИГОВОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ

# А.А. Останчук<sup>1</sup>, Г.Г. Кочарян<sup>1,2</sup>, В.К. Марков<sup>1</sup>, Д.В. Павлов<sup>1</sup>, Н.В. Салтыков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер РАН, Москва <sup>2</sup>Московский физико-технический институт (государственный университет), Москва

В лабораторных экспериментах изучено влияние структуры материала-заполнителя на формирование различных режимов сдвигового деформирования нарушения сплошности и, в частности, на переход от режима стабильного скольжения к прерывистому (стик-слипу). Эволюция силовых цепочек, которые образуются и разрушаются в процессе сдвига по трещине, их протяженность и количество полностью определяют тип деформирования – стабильное скольжение, стик-слип или промежуточные режимы.

#### Введение

Как известно, большая часть деформации горного массива локализуется на нарушениях сплошности – разломах и трещинах. Соответственно, процесс сдвигового деформирования будет контролироваться фрикционными свойствами разломной зоны, которые в значительной степени определяются свойствами материала, заполняющего трещину в горном массиве, либо магистральный разрыв сейсмогенного разлома. В последние десятилетия интенсивное развитие наблюдательных технологий в науках о Земле позволило обнаружить и классифицировать различные режимы деформирования, посредством которых реализуется потенциальная энергия, накопленная в земной коре [Peng, Gomberg, 2010].

Локализация динамического разрыва при землетрясении в очень узкой центральной части разлома [Sibson, 2003; Chester and Chester, 1998] может служить основанием для использования простой постановки опытов и поиска качественных аналогий между процессами наблюдаемыми в природе и лаборатории. Несмотря на то, что различные режимы сдвигового деформирования нарушений сплошности исследованы довольно подробно (влияние формы зерен заполнителя, скорости нагружения, шероховатости берегов трещины и других факторов на формирование того или иного режима деформирования), условия перехода от стабильного скольжения к прерывистому остаются неясными.

В настоящей статье мы приводим некоторые результаты цикла работ, в котором изучалось влияние структурных параметров нарушения сплошности, заполненного дискретным материалом, на изменение режимов сдвигового деформирования.

#### Методика проведения эксперимента

Для проведения опытов мы выбрали известную постановку эксперимента типа «слайдер» модели [Brace and Byerlee, 1966]. Гранитный блок размером 8х8х3 см располагался на неподвижном гранитном основании. Контакт между шероховатыми поверхностями блока и основания (средняя глубина искусственной шероховатости составляла 0,5–0,8 мм) заполнялся слоем дискретного материала, имитирующего центральную зону разлома. Нормальная нагрузка  $F_n$  прикладывалась к подвижному гранитному блоку через специальное приспособление, которое исключало появление сдвиговых усилий на его верхней грани. Величина нормальных напряжений изменялась в диапазоне от  $2 \cdot 10^4$  до  $10^5$  Па. Сдвиговое усилие  $F_s$  прикладывалось к подвижному блоку через пружинный блок, жесткость которого могла меняться. Установка была оснащена электрическим приводом, который позволял выдерживать постоянной скорость приложения нагрузки V = 25 мкм/с. Создаваемые усилия контролировались датчиками силы. Перемещения блока относительно основания измерялись в полосе частот 0–4 кГц с точностью 0.1 мкм лазерными датчиками ILD2220-10.

В качестве заполнителя трещины использовались различные материалы: кварцевый песок Люберецкого карьера, стеклянные шарики и гранитная крошка с шириной распределения n = 2 и n = 0,5, при изменении размеров отдельных зерен в диапазоне от 28 мкм до 1.6 мм. Средний размер зёрен всех заполнителей был одинаковым и составлял 300–330 мкм, при этом у различных материалов была совершенно разная форма зерен (рис. 1). Легко видеть, что искусственные грунты имели зёрна угловатой формы с заострёнными краями, песчинки существенно более округлые, а стеклянные шарики обладали правильной круглой формой.

В качестве характеристик гранулометрического состава использовались постоянные распределения Розина–Раммлера: средний размер зерна  $\delta_0$  и ширина распределения *n*.

#### Влияние различных параметров на формирование режима скольжения

Используя смеси различных материалов, описанных выше, нам удалось реализовать полный спектр режимов скольжения: от стабильного скольжения (соответствует асейсмическому крипу на природных разломных зонах) и перемещения в виде серии медленных подвижек («тихие» или «медленные» землетрясения) до прерывистого скольжения с разной величиной сейсмического момента, реализуемого за одно событие (землетрясения различного масштаба).

В качестве ключевых параметров, характеризующих режим сдвигового деформирования, реализованный в эксперименте, удобно использовать максимальную скорость скольжения и изменение сдвигового напряжения на стадии срыва (Δτ).

Выполненные измерения демонстрируют, что условно-стабильное скольжение также состоит из участков ускорения и замедления, однако максимальная скорость смещения в этом случае на два-три порядка ниже, чем при стик-слипе. Зависимости смещения и скорости смещения от времени для различных режимов сдвига представлены на рис. 2.

Форма зерен заполнителя. Как показывают результаты экспериментов, существенным образом на режим скольжения влияет структура материалазаполнителя. Увеличение процентного содержания гладких частиц (стеклянных шариков) приводит к изменению фрикционного сопротивления и переходу от стабильного скольжения к регулярному стик-слипу.

При отсутствии гладких частиц около 90% событий при деформировании сухого песка имеют максимальную скорость смещения всего лишь 0,1-0,3 мм/с и амплитуду изменения сдвигового напряжения 0,5% от максимального значения ( $\tau_{max}$ ), то есть можно считать, что скольжение происходит практически равномер-



**Рис. 1.** Микрофотографии некоторых материалов-заполнителей. *а* – искусственный грунт с шириной распределения *n* = 2; *б* – кварцевый песок, с диапазоном размеров зёрен 250–330 мкм; *в* – стеклянные шарики с размером от 250 до 400 мкм





но. Увеличение количества «гладких» частиц до 30 % приводит к появлению некоторого числа регулярных срывов со скоростью смещения в несколько мм/с. Такой режим деформирования мы будем называть нестабильным скольжением. Дальнейшее увеличение содержания стеклянных шариков в заполнителе межблокового контакта приводит к возрастанию как средней скорости скольжения верхнего блока относительно основания во время «срыва» в пределах одного цикла «нагружение-срыв», так и к увеличению числа таких циклов, в которых «срывы» можно квалифицировать как динамические события со скоростью межблокового перемещения порядка нескольких см/с. При массовой доле стеклянных шариков порядка 50 % характер движения представляет собой режим прерывистого скольжения с относительно малой величиной сбрасываемого напряжения. Последующее увеличение количества гладких частиц изменяет лишь амплитуды перемещения при «срыве» и изменения сдвигового напряжения. При деформировании заполнителя целиком состоящего из стеклянных шариков скачок коэффициента трения составляет примерно 15 % от максимального значения, а относительная скорость смещения блоков достигает величины 6-8 см/с. Вариации значений максимальной относительной скорости смещения блоков при использовании различных заполнителей показаны на рис. 3.



Рис. 3. Изменение пределов вариации скорости скольжения при изменении структуры заполнителя при нормальном давлении 65 кПа. Область 1 – кварцевый песок с добавлением стеклянных шариков, область 2 – гранитная крошка с добавлением стеклянных шариков

С увеличением доли гладких частиц происходит постепенное изменение режима деформирования, при этом более широкий гранулометрический состав материала и более угловатая форма зерен определяет более широкий диапазон скоростей реализуемых подвижек.



Рис. 4. График повторяемости событий (динамических срывов) для заполнителей из гранитной крошки с разным *n* при нормальном давлении 85 кПа. Черный – n = 2,  $lg N = 1,42-9,22 \cdot 10^{-5} \Delta \tau$ ; серый – n = 0,5,  $lg N = 1,69-1,37 \cdot 10^{-4} \Delta \tau$ 

Ширина распределения. На диапазон изменения параметров в процессе деформирования также оказывает сильное влияние ширина распределения п. Опыты с гранитной крошкой показали (рис. 4), что для заполнителей с меньшей шириной распределения наблюдается увеличение доли слабых событий, а значит, вероятность сильного динамического срыва в процессе деформирования увеличивается с увеличением ширины распределения.

Увлажнение глицерином. В ряде случаев существенное влияние на режим скольжения оказывает содержание глицерина в заполнителе. Влияние незначительного увлажнения песка глицерином хорошо видно на рис. 5, где показано изменение максимальной скорости смещения гранитного блока от объемной влажности песка. Добавление всего лишь 0,1% глицерина приводит к резкому изменению режима скольжения – от стабильного скольжения к регулярному стик-слипу, причем изменение сдвигового напряжения составляет порядка 20-25% от максимальной величины. Дальнейшее добавление глицерина (вплоть до влажности 10%) не вносит существенных изменений в характер деформирования. Важно подчеркнуть, что увлажнение глицерином искусственного грунта не приводит к изменению режима деформирования, а, наоборот, способствует сужению диапазона изменения параметров к медианным значениям.

Таким образом, структура материала-заполнителя определяет спектр деформационных событий, которые могут произойти на нарушении сплошности – от стабильного скольжения до динамического срыва. При этом более широкий гранулометрический состав соответствует более широкому диапазону скоростей реализуемых подвижек, а большее значение ширины распределения n (заполнитель с более однородными по размеру частицами) соответствует более высокой вероятности реализации сильного динамического срыва. В свою очередь, увлажнение материала-заполнителя в зависимости от формы зерен может повлиять не



Рис. 5. Зависимость максимальной скорости перемещения от степени увлажнения песка глицерином при нормальном давлении 65 кПа

только на диапазон изменения параметров в момент срыва, но также и на изменение режима деформирования.

*Толщина зоны заполнителя*. Выполненные эксперименты показали, что характер влияния толщины слоя заполнителя W на режим скольжения существенно зависит от вида заполнителя (рисунки 6 и 7).



**Рис. 6.** Влияние толщины слоя, состоящего из гранитной крошки с *n* = 0,5, на изменение сдвигового усилия при нормальном давлении 80 кПа.

a — изменение максимального сдвигового напряжения;  $\delta$  — изменение максимальной амплитуды скачка сдвигового напряжения. На врезке показаны графики повторяемости срывов для слоев толщиной W = 1,8 мм (черный) и W = 15 мм (серый). Пунктирные линии соответствуют графику:  $\tau_{max}$ ,  $\Delta \tau = A \exp(-0.35(W - W_0)) + B$ 



**Рис. 7.** Влияние толщины слоя кварцевого песка, увлажнённого глицерином (0,25 % по массе), на параметры режима сдвигового деформирования при нормальном давлении 80 кПа.

На врезках крупно показан участок изменения толщины от 0,3 до 3 мм. (А) изменение максимального сдвигового напряжения; (Б) изменение амплитуды скачка сдвигового напряжения. Линии 1 и 3 соответствуют кривой:

 $au_{max}$ ,  $\Delta au = A \exp \left(-0, 25 \left(W - W_0\right)\right) + B$ . Линия 2 соответствует кривой:  $\Delta au = A (W - W_0)^{0.2}$  При деформировании слоя, состоящего из гранитной крошки, толщиной W < 5 мм сдвиговая прочность практически не изменяется, дальнейшее увеличение толщины слоя W > 5 мм сопровождается экспоненциальным уменьшением сдвиговой прочности до значений, соответствующих коэффициенту трения порядка 0,4, а также сопровождается уменьшением доли сильных динамических событий. При достижении W ~ 18 мм наблюдается переход к квазистабильному скольжению, которое характеризуется максимальной амплитудой изменения сдвигового напряжения 0,5–0,8 кПа, что составляет ~ 1% от  $\tau_{max}$ , и максимальной скоростью скольжения 0,3 мм/с (рис. 6).

Иная картина наблюдалась при изменении толщины слоя, состоящего из увлажненного кварцевого песка. При изменении толщины слоя от характерного размера в одну гранулу (W = 0,3-0,4 мм) до толщины слоя в несколько гранул (W = 0,5-0,8 мм), можно наблюдать эффект резкого увеличения сдвиговой прочности (рис. 7,а, врезка), что связано с изменением характера взаимодействия гранул заполнителя. Дальнейшее увеличение толщины слоя (W > 1 мм) сопровождается экспоненциальным уменьшением сдвиговой прочности контакта  $\tau_{max}$  до величины 35 кПа.

В отличие от сдвиговой прочности, амплитуда скачка напряжений  $\Delta \tau$  резко возрастает с увеличением толщины слоя вплоть до  $W \sim 17$  мм, с дальнейшим увеличением толщины слоя наблюдается экспоненциальное уменьшение до значений  $\Delta \tau = 9-9,5$  кПа, что составляет порядка 25% от сдвиговой прочности (рис. 7,6).

Площадь зоны, зарождающей динамический срыв. Существенное влияние на параметры режима деформирования оказывает размер зоны, в которой может зародиться динамический срыв. В серии экспериментов зона нарушения сплошности состояла из нескольких областей (рис. 8, врезка). В области 1 находился заполнитель, характеризующийся режимом прерывистого скольжения (песок, увлажненный глицерином), в области 2 – характеризующийся режимом стабильного скольжения (сухой песок). В первой серии область 1 состояла из одной зоны, во второй серии – из двух зон равной площади, разделенных областью сухого песка. При этом из-за конечной площади контакта между берегами, были учтены пограничные эффекты путем уменьшения площади областей 1 на 5%. Установлено, что увеличение площади контакта, содержащего увлажненный песок, приводит к экспоненциальному росту скачка сдвигового напряжения (рис. 8).

#### Модель силовых цепочек

Как было показано выше, при близких прочностных параметрах, закономерности деформирования трещин с разной структурой заполнителя зачастую радикально различаются. При незначительном изменении таких характеристик, как влажность, грансостав и форма зерен, стабильное скольжение может смениться динамической неустойчивостью. Согласно представлениям ряда авторов [Sammis et al., 1987; Anthony and Marone, 2005], возникновение динамических срывов связано с возможностью формирования и разрушения расположенных поперек трещины силовых цепочек из нагруженных частиц. Экспериментальные данные можно условно разделить на три группы: квазистабильное скольжение (движение с почти постоянной малой скоростью), нестабильное скольжение (медленные



Рис. 8. Зависимость амплитуды скачка сдвигового напряжения от площади области, содержащей увлажненный песок. Площадь области нормирована на 64 см<sup>2</sup>.
 Черные кружки – область состоит из одной зоны; серый – состоит из двух зон одинаковой площади. На врезке показано распределение областей нарушения сплошности: 1 – область, содержащая увлажненный песок; 2 – область, содержащая сухой песок. Пунктир-

ная линия соответствует кривой:  $\Delta \tau = 0.33 \exp\left(3.80 \frac{S}{S_0}\right)$ 

подвижки, сочетающиеся с отдельными динамическими срывами) и прерывистое скольжение.

В заполнителях из искусственного грунта и сухого кварцевого песка наблюдается стабильное скольжение. Это, вероятно, связано с тем обстоятельством, что при небольших давлениях, реализованных в экспериментах, неправильная форма и неровная поверхность зерен не допускают образования упорядоченных силовых цепочек. Увеличение доли стеклянных шариков приводит к структурированию среды и постепенному переходу сначала к нестабильному, а затем и к прерывистому скольжению. Подобное влияние оказывает и изменение ширины распределения п. Большее значение п (заполнитель с более однородными по размеру частицами) соответствует лучшей структурированности заполнителя, тем самым увеличивается вероятность образования силовых цепочек, а значит, увеличивается доля сильных событий (рис. 4).

При добавлении небольшого количества глицерина к песку, на поверхности частиц образуется пленка, сглаживающая неровности и способствующая слипанию песчинок в конгломераты с возможностью упорядочивания структуры с образованием силовых цепочек. Увеличение количества разрушаемых цепочек приводит к росту амплитуды скачка напряжений и максимальной скорости смещения. Добавление глицерина к гранитной крошке не приводит к подобному эффекту возможно из-за угловатой формы частиц. Пленки флюида оказывается недостаточно для формирования конгломератов крупных гранул, а значит, роста амплитуды скачка напряжения не будет.

В процессе сдвигового деформирования на блок действует внешняя сила  $F_s$  и сила сопротивления межблокового контакта R. Последнюю можно условно записать в виде:  $R = R_0 + \Delta R$ , где  $R_0$  – слабо изменяющаяся в процессе сдвига остаточная сила трения, а  $\Delta R$  – вариация силы, связанная с образованием и разрушением силовых цепочек.

Величина  $R_0$  определяется прочностными параметрами заполнителя, шероховатостью берегов трещины, а также особенностями нагружения тонкого слоя. Составляющая  $\Delta R$ , в свою очередь, зависит от структурных характеристик материала-заполнителя трещины и особенностей взаимодействия между зёрнами, т.е. определяется характеристиками силовых цепочек.

Изменение толщины слоя приводит к перераспределению напряжений внутри слоя и вызывает изменение структуры. Увеличение толщины тонкого слоя (слой из нескольких гранул) приводит к «уплотнению» заполнителя, тем самым вызывает рост  $R_0$ , в то же время увлажнение заполнителя способствует еще лучшей упаковке, что проявляется при изменении толщины до  $W \sim 10d$  (d – средний размер гранулы заполнителя). Дальнейшее увеличение толщины приводит к уменьшению величины остаточного трения.

Влияние толщины слоя на характеристики силовых цепочек зависит от наличия дополнительных «структурных» сил (например, сила натяжения пленки флюида). В отсутствии «структурных» сил увеличение длины цепочки приводит к росту числа ослабленных звеньев и к уменьшению величины  $\Delta R$ . Присутствие же «структурных» сил способствует увеличению силы  $\Delta R$  до тех пор, пока толщина слоя не превысит критического размера, позволяющего образовать силовую цепочку между берегами нарушения сплошности. При толщинах слоя больше критического размера вероятность образования силовой цепочки, что приводит к резкому уменьшению величины  $\Delta R$ .

Образование силовых цепочек подтверждают также эксперименты с изменение площади зоны, характеризующейся режимом прерывистого скольжения. Т.к. при увеличении площади наблюдается экспоненциальный рост амплитуды скачка сдвигового напряжения (рис. 8), то можно сделать вывод о том, что вероятность формирования силовых цепочек изменяется согласно закону:

$$P(S) \sim \exp(\alpha \cdot S),\tag{1}$$

где *S* – площадь зоны, характеризующаяся режимом прерывистого скольжения, *a* – коэффициент, зависящий от структурных свойств нарушения сплошности.

Представленная модель силовых цепочек имеет феноменологический характер и основана на интерпретации исключительно макроскопических измерений, которые не позволяют непосредственно наблюдать силовые цепочки и механизм взаимодействия гранул заполнителя.
#### Обсуждение и выводы

Выполненные лабораторные эксперименты позволили установить факторы, определяющие тот или иной режим деформирования при сдвиге по трещине с заполнителем. Важным является сделанный вывод о том, что способ реализации накопленной упругой энергии в значительной мере определяется структурой заполнителя на мезоуровне. Незначительное изменение структурных параметров может приводить к радикальной смене реакции на увеличение внешней квазистатической или динамической нагрузки. В лабораторном эксперименте мезоструктурами, определяющими режим деформирования, являются нагруженные цепочки из зерен материала-заполнителя. Эволюция силовых цепочек, которые образуются и разрушаются в процессе сдвига по трещине, их протяженность и количество полностью определяют тип деформирования – стабильное скольжение, стик-слип, промежуточные режимы, для которых характерны подвижки с малой скоростью относительного перемещения берегов.

В природе роль таких несущих элементов могут выполнять, например, «контактные пятна», определяющие закономерности концентрации напряжений в окрестности поверхности раздела. Их характерные размеры образуют иерархический ряд подобно размерам блоков земной коры и межблоковых зон [Кочарян, Спивак, 2003]. Нельзя, впрочем, исключить, что режим деформирования разломной зоны определяется, как и в лабораторном эксперименте, реологическими свойствами материала-заполнителя. Об этом, в частности, свидетельствуют последние данные исследований материалов, извлеченных при бурении разломных зон [Ikari et al., 2013].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №№ 13-05-00780), и гранта НШ-231.2012.5 по поддержке ведущих научных школ РФ.

### Литература

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига». 2003. 423 с.

Anthony J.L., Marone C. Influence of particle characteristics on granular friction // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. B08409. doi:10.1029/2004JB003399.

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

Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. Vol. 295. P. 199–221.

Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J. Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes // Nature geoscience. 2013. 6. P. 468-472. doi: 10.1038/NGEO18198.

*J. K. Morgan, M. S. Boettcher*. Numerical simulations of granular shear zones using the distinct element method 1. Shear zone kinematics and the micromechanics of localization // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. B2. 2703–2719. doi:10.1029/1998JB900056.2719.

*Peng. Z., Gomberg J.* An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slowslip phenomena // Nat. Geosci. 2010. V. 3. P. 599-607.

Sammis C.; King G.; Biegel R. The kinematics of gouge deformation // PAGEOPH. 1987. Vol. 125. Issue 5. P. 777-812.

Sibson R.S. Thickness of the Seismic Slip Zone // BSSA. 2003. Vol. 93. № 3. P. 1169-1178.

# ТРИГГЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ: МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ, УЧАСТИЕ ФЛЮИДОВ

# И.Г. Киссин

#### Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва

Несмотря на широкое распространение в сейсмическом процессе тригтерных эффектов, они остаются мало изученными, вопросы их прогноза почти не рассматривались. В статье обсуждаются некоторые актуальные аспекты исследований тригтерных воздействий. Обращено внимание на различия механизма тригтерных эффектов, выделены фоновые эффекты. Сложности, а в ряде случаев и невозможность их прогнозирования, могут послужить серьезным препятствием при реализации предсказания землетрясений. Одним из наиболее распространенных видов триггерных эффектов являются эффекты, обусловленные изменениями флюидного режима в зонах потенциальных очагов. Рассмотрены основные виды воздействий флюидного режима земной коры на развитие сейсмических очагов и выделены триггерные эффекты, связанные с изменениями этого режима.

## Введение

В исследованиях по прогнозу землетрясений, которые активно ведутся почти половину века, триггерные эффекты в лучшем случае лишь упоминаются, серьезный их анализ и попытки прогнозирования еще не стали предметами систематического изучения. При этом образуется серьезный пробел, без устранения которого невозможно решение проблемы прогноза землетрясений. Большое внимание к указанным вопросам проявляется в Институте динамики геосфер РАН, по инициативе которого проведены уже два семинара-совещания, посвященных триггерным процессам в геосистемах. Можно надеяться, что широкое обсуждение этой проблемы будет способствовать активизации исследований и прогрессу в решении вопросов триггерных воздействий.

Несмотря на широкое, а, по мнению некоторых авторов, повсеместное участие триггерных эффектов в сейсмическом процессе, механизм этих эффектов, сфера их проявления остаются мало изученными. Некоторое исключение составляют лишь наведенные землетрясения, связанные с нарушениями флюидного режима, но и в этих случаях триггерный механизм рассматривался лишь в самых общих чертах. Настоящая статья посвящена обсуждению двух основных вопросов: методики исследований триггерных эффектов и участию в них флюидов. Необходимость упорядочения методик очевидна: в работах по триггерам рассматриваются преимущественно факты их проявления, редкие попытки обобщений недостаточны для понимания механизма разнообразных триггерных эффектов. Настоятельно необходимы разработки теории триггерных процессов и путей к их возможному прогнозированию.

Флюидные воздействия впервые были рассмотрены как факторы активного влияния на сейсмические процессы. В ряде регионов было установлено, что сильные изменения режима поверхностных и подземных вод могут вызвать или усилить землетрясения. При этом рассматривались только техногенные процессы [Гупта, Растоги, 1979]. Естественные изменения флюидного режима не привлекли пока внимания сейсмологов. Однако сейчас становится ясным, что не только техногенные, но и естественные флюидные воздействия можно отнести к числу наиболее распространенных триггерных явлений.

# О методике изучения триггерных явлений

Сейсмические процессы развиваются при взаимодействии геосреды и поля напряжений. Оба эти составляющие подвержены естественным и техногенным воздействиям и отличаются большой изменчивостью в пространстве и времени. Землетрясения возникают при условиях, когда среда находится в субкритическом напряженно-деформированном состоянии (НДС), и дополнительный прирост напряжений или ослабление определенных участков среды приводят к разрушению (образованию магистрального разрыва). Таким образом, среда, поле напряжений и триггерные воздействия являются основными компонентами сейсмического прогноза. Среди них триггерные эффекты остаются наименее изученными.

Триггерные явления возникают на заключительной стадии развития сейсмического процесса перед и во время развития фазы неустойчивого равновесия, которая предшествует магистральному разрыву. Эти явления можно разделить на три группы: воздействия на прочность среды, на сейсмогенные напряжения и фоновые эффекты. Факторы, порождающие процессы первых двух групп, не всегда можно разграничить, они часто влияют и на прочность, и на напряжения. Фоновые эффекты, вызванные земными и морскими приливами, вариациями атмосферного давления, изменениями скорости вращения Земли - это систематически действующие возмущения. Постоянное повторение слабых фоновых воздействий может вызвать накопление напряжений, усталостные явления и постепенное снижение прочности среды на сдвиг. Влияние низкоамплитудных колебаний на развитие деформаций связано с нелинейностью деформационных характеристик межблоковых зон - их способностью накапливать результаты воздействия очень слабых силовых полей [Кочарян и др., 2004]. Фоновые триггерные эффекты практически непредсказуемы. Можно предположить, что их влияние на землетрясения при повторяющихся возмущениях формируется постепенно, накапливается и поэтому не выделяется в спектрах сейсмичности.

На рис. 1 показаны реологическая кривая (по Г.А. Соболеву [2011]) и три варианта тригтерного воздействия – фоновое (слабое) (1), с повышением напряжения (2) и с ослаблением прочности (3). В первом случае сохраняется кривая Г.А. Соболева, во втором и третьем вариантах область неустойчивого равновесия смещается. В зависимости от триггерного воздействия на кривой могут быть выделены точки бифуркаций, которые определяют последующее развитие процесса. Такие бифуркации должны происходить и в области неустойчивого равновесия. Особый интерес представляют бифуркации, определяющие характер деформирования геосреды – переход от деформаций, дающих слабый сейсмический эффект, к хрупкому разрушению – основному механизму очагов сильных землетрясений.

Главные факторы триггерных воздействий достаточно известны. Это сильные сейсмические события, крупные взрывы, нарушения флюидного режима, деформационные волны, изменения метео- и космических условий. К флюидному режиму мы вернемся ниже. Что касается остальных факторов, то их триггерные механизмы известны лишь в общих чертах. Исследования этих механизмов для каждой разновидности триггерных эффектов должны оставаться в центре внима-



**Рис. 1.** Влияние триггерного воздействия на область неустойчивого равновесия при подготовке землетрясения. Триггерное воздействие: (1) – фоновое, (2) – на напряжение, (3) – на прочность. Стрелка – сейсмический разрыв

ния. Было бы очень актуальным определение таких механизмов для хорошо изученных сильных землетрясений. По отдельным землетрясениям (например, Газлийским 1976 и 1984 гг.) подобные попытки уже известны. Можно ожидать, что в дальнейшем увеличится триггерное влияние техногенных процессов по мере их распространения на новые объекты.

Для техногенных триггерных эффектов характер их воздействия на потенциальные очаги поддается изучению и может быть даже дана их количественная оценка на определенных гипоцентральных расстояниях. Диагностика таких эффектов естественного происхождения встречает значительные трудности. В их числе многообразие источников, возможное наложение (суммирование) эффектов и проявления эффектов противоположного знака. В некоторых случаях можно выделить триггерные эффекты, которые преобладают в том или ином районе. На территориях, подверженных сильным землетрясениям (например, Камчатка), это частые сейсмические воздействия многочисленных близких очагов; для районов крупных гидротехнических сооружений – влияние высоконапорных водохранилищ и вибрации при спуске воды и работе агрегатов и т.д.

Оценка результатов фоновых и часто повторяющихся слабых воздействий на потенциальные очаги требует специальных исследований, в которых должны быть рассмотрены их противоположные влияния на ход деформаций: с одной стороны – триггерное ускорение магистрального разрыва, с другой – ослабление основного толчка за счет частичного расхода его энергии на образование слабых подвижек.

Дальнейшее изучение триггерных процессов, конечной целью которого является разработка их теории с элементами прогноза, потребует решения некоторых актуальных вопросов, к которым можно отнести следующие.

1. Выделение районов с субкритическим НДС, наиболее чувствительных к триггерным воздействиям и, следовательно, сейсмоопасным. Удачные примеры уже имеются (см. [Любушин, 2010]).

 Совершенствование методов наблюдений триггерных процессов, необходимое для создания наблюдательной сети и мониторинга этих процессов.

 Дальнейшее изучение механизмов разных триггерных факторов как при их одиночном, так и групповом (кооперативном) воздействиях. В последнем случае последующее развитие сейсмического процесса будет определено суммарным триггерным эффектом.

#### Влияние флюидного режима земной коры на сейсмичность

Влияние флюидов на сейсмичность стало известно еще в середине прошлого века, когда в зарубежной, преимущественно американской, литературе впервые были описаны землетрясения, связанные с заполнением крупных водохранилищ и закачкой жидкости в глубокие буровые скважины. Тогда рассматривались только техногенные землетрясения, а ныне нас интересует роль флюидов и в естественной сейсмичности. Давно уже было отмечено, что влияние флюидов проявляется как спусковой механизм (триггер), а не основная причина землетрясений [Киссин, 1972]. Такое влияние флюидов, по-видимому, относится к наиболее распространенным триггерным факторам, но оно исключено на участках земной коры, где флюиды отсутствуют. При рассмотрении этого влияния следует учитывать флюидную неоднородность земной коры [Киссин, 2013].

Влияние флюидов на сейсмичность земной коры имеет различные механизмы. Коснемся главных его проявлений.

1. Согласно теории прочности Кулона-Мора и принципу К. Терцаги, *сопротивление сдвигу зависит от давления флюида* 

# $\tau = tg\rho(\sigma_n - \sigma_f) + c,$

где  $\rho$  – угол трения, а *tgp* – показатель, характеризующий трение на плоскости сдвига,  $\sigma_n$  – нормальное напряжение,  $\sigma_f$  – поровое давление флюида, *c* – сцепление. Давление флюида относится к основным факторам, определяющим условия развития сдвига. Это давление растет с глубиной, и большинство сейсмических очагов земной коры принадлежит к зонам сверхгидростатических или литостатических флюидных давлений. Такое давление может возрастать в пределах очага, вследствие подвижек при развитии сейсмического разрыва, выделении фрикционного тепла, способствующего метаморфической дегидратации и генерации флюида.

2. Влияние флюидов на напряженное состояние среды оказывает *передача давления флюидов из более глубоких высоконапорных зон*. Давление передается через столб жидкости по субвертикальным фильтрационным каналам, которые соединяют флюидонасыщенные резервуары, расположенные на разных глубинах. На рис. 2 приведена схема распределения флюидных давлений в земной коре. Если очаги землетрясений расположены в зоне сверхгидростатического флюидного давления, в пределах проницаемого канала (разлома) давление флюидов



**Рис. 2.** Схема повышения давления флюида *P<sub>f</sub>* при наличии флюидонасыщенного канала (разлома) в зоне очага на глубинах от *h<sub>1</sub>* до *h<sub>2</sub>*.

1 – флюидонасыщенный разлом; 2 – градиенты давления флюида в разломе. *p*<sub>1</sub> и *p*<sub>2</sub> – давления флюида в верхней части разлома при его положении в разных гидродинамических условиях. Градиенты флюидного давления: гидростатического grad*P*<sub>h</sub> и литостатического grad*P*<sub>l</sub>

 $p_l$  в его верхней части приближается к литостатическому  $P_l$ , а при расположении в зоне литостатического давления флюидов – превышает его  $p_2 > P_l$ . В верхней части канала создаются условия для гидроразрыва и распространения проницаемых трещин в вышележащие горизонты. Передача давления по вертикально ориентированным каналам зависит от различия плотностей флюида и вмещающих пород, а также перепада глубин  $(h_2-h_l)$  и наличия слабопроницаемых пород в верхней части канала. Было установлено, что в ряде регионов проницаемость разломов резко возрастает перед сильными землетрясениями, что сопровождается большими гидрогеодинамическими эффектами [Киссин, 2013]. Если такой разлом проникает в зону очага, поступление высоконапорных флюидов активизирует подготовку землетрясения (см. рис. 3).

3. Повышение проницаемости фильтрационного поля при подготовке землетрясений и широко распространенное в результате толчков способствует увеличению восходящей миграции флюидов. Распространение трещиноватости и, в частности, трещин гидроразрыва, вероятно, служит одной из причин развития афтершоков и их существенного преобладания над форшоковыми деформациями. Сейсмический процесс с участием флюидов протекает в условиях самоорганизации: флюиды способствуют деформациям в очаге, при подготовке и в результате разрыва развиваются фильтрационные пути и возможно выделение флюидов в очаге.

4. Флюиды при развитии очага землетрясений оказывают не только механическое, но и физико-химическое воздействие. Несмотря на значительный прогресс исследований эффекта Ребиндера и его участия в деформировании горных пород [Корнев, 2003; Траскин, 2009; и др.], роль этого эффекта в развитии сейсмических очагов еще недостаточно выяснена. Вероятно, остается в силе утверждение,



Рис. 3. Основные факторы влияния флюидного режима на развитие очага землетрясения. Очаг землетрясения: 1 – зона, прилегающая к магистральному разлому, борта разлома и примыкающие участки пород, измененных при смещениях; 2 – субвертикальные разломы, пути фильтрации флюидов; 3 – трещины и гидроразрывы (треугольники), усиливающие фильтрацию во время и после толчка; 4 – развитие тонких трещин при участии эффекта Ребиндера, опережающее распространение главного разлома; 5 – афтершоки

что адсорбционное ослабление прочности пород проявляется главным образом на последней стадии развития очага, когда возникают деформации, предшествующие магистральному разрыву [Киссин, 1971]. Можно полагать, что при этом повышается скорость деформаций и, как следствие, их переход к хрупкому разрушению.

Отмеченные факторы влияния флюидов на развитие очага землетрясения приведены на схеме очага (рис. 3).

# Триггерные эффекты изменений флюидного режима и их предсказуемость

Предсказания землетрясений, когда они станут доступными, должны завершаться указанием места, силы и времени будущего толчка. Эти показатели существенно зависят от триггерных воздействий, прогноз которых еще не начинался. Мы можем лишь наметить вероятные пути решения этого вопроса. Прогноз триггерных воздействий должен складываться из двух направлений: изучение НДС среды, ее близости к критическому состоянию, когда триггерные факторы могут повернуть сейсмический процесс на путь развития магистрального разлома; механизм и возможность действия триггерных факторов в том или ином районе. Помимо изучения напряженного состояния, применительно к возможному влиянию флюидного режима, потребуются его наблюдения в заданном сейсмоактивном районе, что не сложно для приповерхностных горизонтов и сопряжено с большими трудностями при выяснении некоторых особенностей такого режима на глубинах, где расположены сейсмические очаги. С этой целью необходимо определение фильтрационной неоднородности земной коры, наличия проницаемых разломов. Следует напомнить о нередких случаях, когда нарушения приповерхностного или неглубокого флюидного режима (закачки в скважины, заполнения водохранилищ, контурные заводнения нефтяных залежей и др.) вызывали триггерные эффекты в достаточно глубоких очагах, что указывает на наличие связи между приповерхностными и глубокими флюидными режимами.

Среди отмеченных выше факторов триггерного воздействия флюидов наиболее значимы те, которые вызывают повышение флюидного давления в зоне очага. Это генерация флюидов при подвижках в очаге и затрудненный их отток, повышение давления при наличии в зоне очага субвертикальных проницаемых разломов. Если связанные с флюидами триггерные эффекты техногенного происхождения легко определить и даже можно контролировать, то естественные явления такого рода обычно проходят скрытно, что препятствует их прогнозу.

#### Выводы

 Триггерные воздействия оказывают существенное влияние на ход сейсмического процесса, особенно на последней стадии – при развитии магистрального разрыва. Слабая их изученность послужит препятствием при решении вопросов прогноза землетрясений, к которым относится и прогноз триггерных эффектов.
Намечены некоторые пути исследования триггерной проблемы. Они касаются, прежде всего, механизма и сферы проявления триггерных воздействий. Выделены систематически действующие (фоновые) триггерные эффекты, Некоторые районы отличаются по преимущественному распространению тех или иных типов триггеров, для изучения которых необходимы специализированные наблюдения.
К наиболее распространенным триггерным эффектам относятся эффекты, связанные с изменениями флюидного режима. Рассмотрено влияние таких изменений на развитие очагов землетрясений, выделены основные триггерные эффекты, которые возникают при повышении флюидного давления в зоне очага.

# Литература

Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 252 с.

Киссин И.Г. Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах // Изв. АН СССР. Серия Физика Земли. 1971. № 3. С. 39-48.

Киссин И.Г. О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью // Советская геология. 1972. № 2. С. 68-80.

Киссин И.Г. О взаимосвязи сейсмичности и фильтрационного поля земной коры // Доклады РАН. 2013. Т. 448. № 5. С. 583-587.

Корнев В.М. Количественное описание эффекта Ребиндера (хрупкие и квазихрупкие тела): от замедления разрушения до самопроизвольного диспергирования // Физическая мезомеханика. 2003. Т. 6. № 3. С. 9-18.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 1. С. 5-22.

Любушин А.А. Статистика временных фрагментов низкочастотных микросейсм; их тренды и синхронизация // Физика Земли. 2010. № 6. С. 86-96.

Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: Институт физики Земли, 2011. 56 с.

*Траскин* В.Ю. Эффект Ребиндера в тектонофизике // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 171-182.

# РЕАКЦИЯ СИСТЕМЫ ПЛАСТ-СКВАЖИНА НА СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

# А.Н. Беседина, Е.А. Виноградов, Э.М. Горбунова, Г.Г. Кочарян, В.К. Марков, Д.В. Марков, Л.М. Перник, Н.А. Садриева

#### Институт динамики геосфер РАН, Москва; gian.vin@gmail.com

Выполненный анализ результатов натурных наблюдений показывает, что даже при низкоамплитудных динамических воздействиях возможно формирование неупругих гидрогеологических эффектов. Проведенные лабораторные эксперименты позволили выявить некоторые механизмы, ответственные за неупругую реакцию скважины на динамическое воздействие. Показано, что существенное влияние на динамику уровня флюида оказывает эффект растяжения малопрочного слоя в сейсмической волне, а в ряде случаев и низкочастотные колебания, обусловленные перетеканием флюида из пласта в скважину и обратно.

#### Введение

В последние десятилетия в результате развития и внедрения цифровых высокоточных методов исследований установлено, что сейсмические волны способны в значительной мере влиять на состояние флюидонасыщенных коллекторов, даже на значительном удалении от источника. Так, фонтанирование скважины на высоту до 60 метров было зафиксировано на расстоянии более 3200 км после прохождения волны Суматро-Андаманского землетрясения 2004 г., скачкообразное изменение уровня воды в скважине было отмечено в Греции на расстоянии более 10000 км от эпицентра землетрясения магнитудой M = 7,8, произошедшего на Алеутских островах [Doan, Cornet, 2007].

Анализ многочисленных случаев реакции флюидосодержащего массива на удаленное динамическое воздействие позволил разделить картину вариаций уровня воды в скважине на косейсмические эффекты, наблюдаемые непосредственно в момент прохождения сейсмических волн, и постсейсмические, которые могут происходить в течение нескольких часов или даже дней после окончания воздействия на массив (рис. 1).

Часть отклика массива, связанная с осцилляциями порового давления, коррелированна с формой инициирующей волны, наблюдается практически всегда и достаточно хорошо изучена [Cooper et al.,1965]. Значительно больший интерес представляют постсейсмические эффекты, которые регистрируются не так регулярно. Анализ опубликованных данных по вариациям уровня подземных вод, связанных с землетрясениями, свидетельствует о неоднозначной гидрогеологической реакции на прохождение сейсмических волн. Установлено как повышение, так и снижение уровня воды после прохождения волн, хотя в большинстве случаев одна и та же скважина однотипно реагирует на внешние динамические воздействия [Кочарян и др., 2011].

Подробный анализ зафиксированных случаев постсеймической реакции флюидосодержащих массивов, проведенный в [Кочарян и др., 2011; Виноградов 2012], позволил предложить эмпирическую зависимость изменения уровня воды от максимальной скорости смещения грунта в окрестности скважины



**Рис. 1.** Ступенеобразное изменение уровня воды в скважине после прохождения цуга колебаний, вызванных Чилийским землетрясением ~ 9:00 Utc. Сравнение с компонентой «восток-запад» сейсмического датчика позволяет сделать вывод о том, что данный цуг – переотраженная S-волна

$$dh = a \cdot V_m^{0.5} \tag{1}$$

Здесь dh – изменение уровня воды в см,  $V_{\rm m}$  – максимальная скорость смещения грунта в см/с,  $\alpha$  – коэффициент, в большинстве случаев лежащий в пределах от 2 до 10.

### Натурные наблюдения на территории ГФО «Михнево»

На территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево») с 2008 года проводится прецизионный мониторинг уровня воды в наблюдательной скважине, вскрывшей алексинско-тарусский напорный водоносный горизонт в интервале 91–115 м. Водовмещающие породы представлены неравномерно трещиноватыми известняками, доломитами, мергелями с подчиненными прослоями глин.

Необходимо отметить, что ГФО «Михнево» расположена на значительном удалении от источников техногенного воздействия, в асейсмичном регионе в центральной части Русской плиты в отличие от экспериментальных зарубежных и российских площадок, на которых в настоящее время проводится прецизионный мониторинг режима подземных вод.

Измерение вариаций уровня выполняется немецким датчиком LMP-308i с точностью 0,1 мм синхронно с регистрацией атмосферного давления цифровой метеостанцией. Частота опроса параметров составляет 1 секунду. Также на территории ГФО «Михнево» располагается различная сейсморегистрирующая аппаратура, представленная, в частности, датчиком STS-2 и малоапертурной группой, состоящей из датчиков типа SM-3. Данный аппаратурный комплекс позволяет с хорошей точностью выделять в записи уровня воды в скважине отклик на приход волн от удаленных землетрясений большой амплитуды.

За время мониторинга были зафиксированы волны от землетрясений, произошедших у побережья Чили (27.02.2010, М = 8,8) и вблизи острова Хонсю, Япония (11.03.2011, М = 8,8). В обоих случаях кроме явных косейсмических колебаний наблюдались и постсейсмические вариации уровня воды, причем их вид в значительной степени различен.

Около 9 часов UTC 27.02.2010 на компоненте восток-запад (E-W) сейсмической записи, соответствующей прохождению волны Чилийского землетрясения, явно наблюдаются 2 периода амплитудой около 2 мм. По форме волны можно предположить, что это многократно переотразившаяся S-волна. На компонентах север-юг (N-S) и вертикальной (Z) компонентах сейсмического сигнала подобная волна не наблюдается. Более точно природу данного цуга установить не удалось, однако видно, что на записи уровня воды в скважине отмечается аналогичная волна, находящаяся в противофазе с записью STS-2.

Сразу после прохождения этой волны наблюдается подъем общего уровня на величину порядка 4 мм. Этот факт представляется тем более интересным, что остаточного изменения уровня не наблюдалось ни в момент прохождения S-волны амплитудой порядка 3 мм, ни вследствие прохождения группы поверхностных волн с максимальной амплитудой (рис. 1).



Рис. 2. Постсейсмическое изменение уровня воды в скважине на территории ГФО ИДГ «Михнево» после прохождения сейсмической волны от землетрясения магнитудой М = 8,8, произошедшего 11.03.2011 г. у восточного побережья о. Хонсю (Япония). Запись очищена от барометрической и приливной компонент, а также шума

Постсейсмическое изменение уровня во время землетрясения 11.03.2011 в значительной мере отличается от вышеописанного (рис. 2). После прохождения сейсмической волны уровень воды начал плавно подниматься и за время порядка 6 часов увеличился на 12–13 мм, после чего было отмечено столь же плавное уменьшение уровня до значений на 6–8 мм ниже исходного. Заметим, что до землетрясения уровень воды оставался практически одинаковым в течение нескольких суток, что позволяет сделать вывод о том, что именно динамическое воздействие стало причиной его подъема.

Поскольку за время наблюдения было отмечено только два достаточно мощных землетрясения, чтобы вызвать видимый постсейсмический отклик в скважине, говорить о подтверждении зависимости (1) для ГФО «Михнево» нельзя, однако значения вариаций уровня соответствуют тем, что можно ожидать для зарегистрированных скоростей смещения грунта.

В работах [Кочарян и др., 2011, Виноградов, 2012] представлена возможная модель, объясняющая причины этих постсейсмических изменений уровня. В рамках данной модели динамическое воздействие на массив приводит к разрушению коллоидных пленок, образующих барьеры в проводящих трещинах, которые препятствуют движению жидкости по ним. Оценки показали, что за время порядка 500-1000 дней может быть образован барьер толщиной 0,5 мм, разрушение которого приведет к скачку порового давления на величину около 1 кПа. Таким образом, вследствие устранения барьера может произойти заметное изменение порового давления, а, следовательно, и уровня воды в прилегающих скважинах на несколько миллиметров, что может быть зафиксировано инструментально при изменении фоновых значений.

Перераспределение порового давления может, в свою очередь, привести к изменению эффективной жесткости флюидонасыщенного коллектора и явиться возможным триггером последующих сейсмических событий.

# Лабораторные эксперименты

Для исследования механизмов вариаций уровня воды в скважине при воздействии колебаний была создана лабораторная установка, схема которой приведена на рис. 3. Скважина диаметром D = 25 мм и глубиной H = 200 мм была пробурена в блоке пластилина размером 1,55 x 1,5 x 0,6 м. Скважина пересекала проницаемый слой радиусом R = 13 см, толщиной h = 2 см, давление жидкости в котором поддерживалось извне. Проводились опыты с пустым слоем, заполненным жидкостью, слоем водонасыщенного кварцевого песка (проницаемость ~ 40– 60 Д) и слоем обводненного бетона (проницаемость ~ 0,01 Д).

Волна в системе возбуждалась ударами массивного металлического ударника в торец и по поверхности блока. Смещение поверхности блока и уровня воды в скважине контролировалось лазерными дальномерами с точностью измерения 0,1 мкм в диапазоне частот от 0 до 5 кГц.

Примеры, зарегистрированных в разных опытах эпюр смещения поверхности воды в скважине и поверхности пластилина, приведены на рис. 4. Видно, что длительность движения флюида может на два-три порядка превышать длину цуга колебаний в падающей волне. По результатам измерений выделены несколько мод движения жидкости.





1 – блок пластилина, 2 – скважина, 3 – слой заполнителя, 4 – лазерные датчики смещения, 5 – ударник, 6 – «мишени» текстолита, 7 – трубка для поддержания давления в системе



Рис. 4. Эпюры смещения поверхности жидкости (пунктир), и поверхности пластилина (сплошная линия) в одном из опытов с одиночной скважиной. Здесь и далее положительным считается движение, направленное вверх

Первая мода непосредственно связана с движением в сейсмической волне и примерно совпадает по форме с эпюрой смещения поверхности пластилина. Вторая мода связана с динамическим деформированием скважины и проницаемого пласта. Эффект изменения уровня, связанный с изменением формы скважины, оказывается довольно значительным в такой податливой среде, как пластилин, что отчетливо видно на рис. 4,а, где максимальное смещение уровня воды в несколько раз превышает соответствующую величину для пластилина. Можно предположить, что этот вид движения будет пренебрежимо мал в обсаженной скважине или скважине, расположенной в скальных породах.

Весьма значимым оказывается эффект динамического растяжения горизонтального пласта, заполненного жидкостью. Это приводит к появлению фазы интенсивного снижения уровня за счет перетока жидкости из скважины в пласт. Подобное снижение уровня отчетливо видно в опытах, примеры которых показа-



Рис. 5. Пример смещения поверхности пластилина (сплошная линия) и уровня жидкости (пунктир) в опыте со скважиной, пересекающей слой, заполненный жидкостью



**Рис. 6.** Пример смещения поверхности пластилина (сплошная линия) и уровня жидкости (пунктир) в опыте со скважиной, пересекающей слой, заполненный водонасыщенным кварцевым песком

ны на рис. 5 (скважина пересекает субгоризонтальную полость, заполненную жидкостью) и рис. 6 (скважина пересекает слой, заполненный водонасыщенным кварцевым песком).

Третий вид движения – колебания различной частоты, возбуждаемые в скважине. К ним относятся высокочастотное колебательное движение, связанное с переотражением волн в воде

$$t \approx \frac{2H}{C} \approx 2,5 \cdot 10^{-3} c \,,$$

субгоризонтальные колебания, возбуждаемые в скважине, как в глубоком (D < < H) сосуде

$$T = \sqrt{\frac{4\pi \cdot D}{g}} \sim 0.18 \ ce\kappa$$

и низкочастотные колебания, обусловленные перетеканием флюида из скважины в пласт и обратно.

Для проницаемых пластов характерное время можно оценить при помощи уравнения пьезопроводности. Время распространения волны давления

$$t\sim \frac{\mathrm{R}^2}{2\kappa},$$

где коэффициент пьезопроводности

$$\kappa = \frac{kK}{m\mu} \frac{1}{K} = \frac{1}{K_s} + \frac{1}{K_w},$$

K – модуль всестороннего сжатия, Ks – модуль всестороннего сжатия твердой фазы,  $K_w$  – модуль всестороннего сжатия воды, m – пористость, k – проницаемость,  $\mu$  – вязкость. Оценки по этим соотношениям дают значения характерного времени для слоя песка  $t \sim 10^{-4} \div 10^{-3} c$ , а для бетона  $t \sim 2.5 \cdot 10^{-3} c - 2.5 \cdot 10^{-2} c$ .

В опытах с песком наблюдалось некоторое медленное снижение уровня в течение ~ 0,3–0,5 с, а затем постепенное его восстановление, вероятно, связанное с нарушением сплошности на контакте песок – пластилин при динамическом воздействии. Это подтверждается тем, что эффективная проницаемость слоя, измеренная методом налива, составляла после опыта величину порядка 1000 Дарси.



**Рис. 7.** Изменение уровня жидкости в нескольких опытах с обводненным бетонным коллектором

В опытах с бетонной прослойкой, некоторые результаты которых показаны на рис. 7, прослежено формирование остаточных изменений уровня. В этих опытах в системе поддерживался градиент давления 1320 Па для того, чтобы жидкость постепенно поступала в скважину, что согласуется с небольшим наклоном нулевой линии на правой панели рис. 7. Видно, что динамическая, высокочастотная часть волновых форм практически совпадает до момента времени t  $\sim 0,1$  c, а затем кривые начинают расходиться, формируя некоторое остаточное повышение или понижение уровня. Это смещение, вероятно, является результатом перемещения небольшого количества жидкости из пласта в скважину или, наоборот, при динамическом деформировании. Из-за низкой проницаемости бетона уровень не восстанавливается за время эксперимента.

#### Заключение

Выполненный анализ опубликованных данных натурных наблюдений и результатов измерений в скважине, расположенной на территории ГФО «Михнево», показывает, что даже при весьма слабых динамических воздействиях возможно формирование неупругих эффектов.

Проведенные лабораторные эксперименты позволили выявить некоторые механизмы, ответственные за неупругую реакцию скважины на динамическое воздействие. Показано, что длительность движения флюида может на два-три порядка превышать длину цуга колебаний в падающей волне. Существенное влияние на динамику уровня флюида оказывает эффект растяжения малопрочного слоя в сейсмической волне, а в ряде случаев и низкочастотные колебания, обусловленные перетеканием флюида из скважины в пласт и обратно.

Наблюдаемые остаточные эффекты связаны с медленным восстановлением гидростатического равновесия после динамического деформирования системы. Характеристики движения на этой стадии определяются, главным образом, проницаемостью и геометрией пласта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00780-а) и ОНЗ РАН (Программа № 6).

## Литература

Виноградов Е.А. Реакция геофлюидных систем на сейсмическое воздействие // Дис. канд. физ.-мат. наук. М., 2012. 181 с.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. 2011. № 12. С. 50-62.

*Cooper, H.H., Bredehoeft J.D., Papdopulos I.S., Bennett R.R.* The response of well-aquifer systems to seismic waves // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 3915–3926.

*Doan M.L., Cornet F.H.* Small pressure drop triggered near a fault by small teleseismic waves // Earth and Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258, N 1-2. P. 207-218.

# ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНЕ ВО ВРЕМЯ ВОСХОДА И ЗАХОДА СОЛНЦА

# Е.А. Виноградов<sup>1</sup>, Э.М. Горбунова<sup>1</sup>, В.Ю. Рикман<sup>2</sup>, В.А. Новиков<sup>2</sup>, И.С. Свинцов<sup>1</sup>

 $^1$ Институт динамики геосфер РАН, Москва $^2$ Объединенный институт высоких температур РАН, Москва

Исследовались вариации уровня воды во время восхода и захода солнца в скважине, расположенной на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево». Поскольку суточные вариации уровня воды зависят от множества причин и сильно отличаются в различные дни, то для выявления общего тренда данные очищались от влияния давления, приливной компоненты, низкопериодной составляющей и шума, после чего вычислялся средний уровень за месяц при синхронизации данных по моменту восхода, захода солнца или астрономического полдня. Были проанализированы три месяца: апрель 2009, июль 2011 и январь 2012 гг. Выявлены общие тенденции повышения среднего уровня воды в районе восхода, затем его снижения с достижением минимума в районе астрономического полдня, затем вновь повышения с последующим снижением среднего уровня воды в районе захода солнца.

## Введение

В последнее время вновь возрос интерес к проблеме наблюдения суточной периодичности возникновения землетрясений [Дещеревская, Сидорин, 2004а; 2004б; 2005; Журавлев, Сидорин, 2005а; 2005б; 2006а; Сидорин, 2005; 2005а; 20056; 2006а; 20066]. Подробные обзоры состояния исследований по данной проблеме представлены в работах [Журавлёв и др., 2006; Беляков и др., 2011], в которых показано, что реальное существование повышенного числа землетрясений в ночное время суток, по сравнению с дневным, является реальным физическим явлением, а не артефактом – результатом изменения чувствительности сети наблюдений из-за повышения в дневное время уровня помех, на фоне которых трудно выделить заметную часть слабых сейсмических сигналов. Несмотря на достаточно большое количество публикаций по суточной периодичности чисел землетрясений в различных регионах мира, природу наблюдаемой периодичности так и не удалось однозначно установить до сих пор [Беляков и др., 2011], хотя и высказываются различные гипотезы о возможных механизмах, влияющих на суточное распределение сейсмических событий, например, о возможном влиянии ионосферы и электромагнитного поля Земли на сейсмический шум и сейсмичность или результаты их регистрации [Сидорин, 2005а; Гаврилов и др., 2006], или, с учетом резкого изменения сейсмической активности и сейсмоакустической эмиссии при восходе и заходе Солнца [Дещеревская, Сидорин, 20046; Гаврилов и др., 2006; Гаврилов, 2007], опосредованного влияния Солнца [Сидорин, 2004]. Одним из возможных механизмов такого опосредованного влияния может быть электромагнитная стимуляция миграции флюидов, обусловленная магнитогидродинамическим взаимодействием теллурических токов, протекающих через флюид, с геомагнитным полем [Novikov, 2012]. Для проверки данной гипотезы выполнен анализ суточных вариаций уровня воды в скважине, поскольку резкое изменение плотности теллурических токов в земной коре во время восхода и захода Солнца [Краев, 1965], либо суточные вариации геомагнитного поля [Duma, Ruzhin, 2003] могут влиять на ее гидрологический режим.

## Методика эксперимента

На территории ГФО «Михнево» в целях прецизионного мониторинга за уровнем подземных вод была пройдена скважина глубиной 115 метров, вскрывшая водоносный Алексинско-Тарусский напорный пласт в диапазоне 94-115 м [Кочарян, 2010]. Водовмещающие породы представлены известняками неравномерно трещиноватыми, доломитами, мергелями с подчиненными прослоями глин (рис. 1). Величина напора достигает 24 м, водопроводимость в среднем составляет 4 м<sup>2</sup>/сут, коэффициенты фильтрации – 0,13 м/сут, пьезопроводности и упругой водотдачи равны 1,3·10<sup>4</sup> м<sup>2</sup>/сут и 2,3·10<sup>-4</sup>. Скважина расположена в асейсмическом районе вдали от сильных источников воздействия техногенного характера. Регистрация уровня подземных вод ведется погружным датчиком типа LMP-308i производства Германии с точностью измерений 0,1 мм. Конструктивные особенности позволяют измерять давление от 0 до 2 м водного столба. Параллельно с регистрацией уровня воды ведется запись атмосферного давления с точностью 0,1 гПа. Частота опроса обоих параметров – 1 с. Компьютерное время 1 раз в час синхронизируется со временем по Гринвичу при помощи устройства GPS, расположенного вблизи датчика. Благодаря этому, можно с высокой точностью сопоставлять получаемые данные с данными иных устройств, также синхронизированными со спутниковым временем. Регистрация уровня воды и атмосферного давления ведется с февраля 2008 года, с небольшими пропусками, связанными с техническими сбоями аппаратуры. Начиная с января 2011 года, регистрацию удается вести практически без перерывов. Регистрация атмосферного давления позволяет выделить барометрическую составляющую в колебаниях уровня воды и рассматривать ее отдельно. Методика выделения барометрической составляющей и ее исключения из рядов данных подробно описана в [Горбунова и др., 2009]. Пример исключения давления из записи уровня воды представлен на рис. 2. Также имеется возможность исключать приливную составляющую (суточные и полусуточные гармоники), однако при рассмотрении данных за месяц точности выделения гармоник недостаточно, чтобы надежно отделить суточные приливные волны от периодов восхода/захода Солнца.

#### Результаты экспериментов и их обсуждение

С целью проверки гипотезы возможного влияния вариаций теллурических токов на миграцию флюида в сейсмогенный разлом [Novikov, 2012], для объяснения механизма инициирования сейсмических событий электромагнитными импульсами [Тарасов, 1997], исследовались вариации уровня воды во время восхода и захода Солнца. Известно [Краев, 1965], что во время восхода Солнца вследствие возбуждения ионосферы солнечной радиацией происходит увеличение ионосферных, а, следовательно, и теллурических токов в земной коре, что может дополнительно стимулировать миграцию проводящего флюида в геомагнитном поле. Во время захода Солнца должен происходить обратный процесс. Поскольку суточные вариации уровня воды зависят от множества причин и сильно отлича-

на, м	Геологический индекс		алегания слоя, м	, слоя, м	Краткое описание пород	Литологическая колонка	Уровень воды, м	Геофизическая характеристика пород		Vanamutana		
Глуби			Глубина з подошвы	Мощності				Гамма- активность, мкр/час	Скорость пластовая, км/с	конструкция скважины		
		fgls-IIm	0.4	0.4	Песок желтовато-серый				0.3	101	5295m	
	Q	gIIdn	10.2	9.8	Суглинок красный, плотный, с глубины 5м- коричневый			10	0,5		2191	
15	C <sub>2</sub> pd-mč		13.9	3.7	Известняк				0.75			10.2
		C <sub>2</sub> rst	17.4	3.5	Глина с мергелем, известняком			4-6				1111
_20					Известняк трещиноватый с прослоями доломита,		25 8M		1.85	111111		
_25		C <sub>2</sub> lp	26.5	9.1	мергеля, глин, местами окремненный		V	4-6				
_30		C <sub>2</sub> ht	32.1	5.6	Глина пестроцветная с прослоями известняков			20		10101		
_35			~						1.6		5 190 si	
40								3.8-6	3		159xp	
45			2									101
_50		19			Известняк доломитизированный			5.8-9.2	6		1334	49.6
_55	C2ks	C2nr	56.6	24.5	с прослоями мергеля, глин, кавернозный			4.2-5.7	2.2			54.5
_60				ča Če	P					01110		
_65					I лина красная плотная с		68.0м		1	24107	145 <sub>M</sub>	
_70		9			прослоями мергеля,	77	1		e v	101		
_75	C <sub>2</sub> vr		76.1	19.5	известняка глинистого, песчаника			19-28	1.7	UBR	127	
_80	C <sub>1</sub> pr		81.8	5.7	Известняк коричневый, зеленоватый с прослоями глины, мергеля, разной крепости и трещиноватости			5.8-7.2		un nu		
_85					Глина зеленовато-коричневая с подчиненными прослоями мерго и симевато серого	44		12-20	C.	0100		
_90	C,st		92.0	10.2	мергеля синеваю-серою, известняка мергелеподобного и глинистого				d	1110		
_95					Mapacture konumanata							1.0
_100					серый и серый неравномерно					ø	11800	đ
_105	5				трещиноватый,					10000		
_110	Cal				окремненный, доломитизированный,				2.1			
	tr		115.0	22.0	с прослоями доломита, мергеля, глин	ΗY		8-13				15.0

Рис. 1. Геолого-геофизический разрез скважины 4 (ГФО ИДГ РАН "Михнево") для непрерывного мониторинга уровня подземных вод



**Рис. 2.** Результаты мониторинга уровня воды в скважине 4 и атмосферного давления в период с 01.10.2010 1:00 по 01.11.2010 0:00 GMT.

а) атмосферное давление; б) уровень воды; в) уровень воды, очищенный от барометрической составляющей (отсчет от условного нуля)

ются в различные дни, то для выявления общего тренда данные очищались от влияния давления, приливной компоненты, низкопериодной составляющей и шума, после чего вычислялся средний уровень за месяц при синхронизации данных по моменту восхода, захода Солнца и астрономического полдня. Были проанализированы три месяца: апрель 2009, июль 2011 и январь 2012 гг. Выявлены общие тенденции повышения среднего уровня воды в районе восхода, затем его снижения с достижением минимума в районе астрономического полдня, затем вновь повышения с последующим снижением среднего уровня воды в районе захода Солнца. Наиболее сильно эти явления выражены в апреле и июле (рисунки 3, 4). Отмечается рост уровня воды в скважине до времени астрономического восхода Солнца (появления верхней точки солнечного диска на горизонте), что согласуется с процессами ионизации ионосферы солнечной радиацией, которая начинается, с учетом высоты расположения нижней границы ионосферы (~ 60 км), примерно за 45-90 мин до астрономического восхода. Аналогичным образом, при заходе Солнца процессы рекомбинации продолжаются после астрономического захода в течение того же периода времени, при этом падение уровня воды также продолжается после захода Солнца. Следует отметить локальный минимум уровня воды в районе астрономического полдня. Аналогичный характер в части поведения сейсмической активности отмечается в работах [Журавлев и др., 2006;



**Рис. 3.** Результаты мониторинга уровня воды в скважине 4 в апреле 2009 г. *а* – период восхода солнца; *б* – период астрономического полдня; *в* – период захода солнца

Беляков и др., 2011], что может указывать на взаимосвязь ионосферных процессов с гидрологическими и деформационными процессами в земной коре.

# Заключение

Предварительные результаты анализа высокоточных наблюдений за уровнем воды в скважине показали, что на суточном ходе имеются периоды сильных ва-



**Рис. 4.** Результаты мониторинга уровня воды в скважине 4 (ГФО ИДГ РАН "Михнево") в июле 2011 г.

а) период восхода солнца; б) период астрономического полдня; в) период захода солнца

риаций, связанные со временем восхода и захода Солнца, что может свидетельствовать в пользу гипотезы о влиянии возбуждения/релаксации ионосферы в периоды восхода/захода Солнца на миграцию воды в земной коре. Тем не менее, для окончательного вывода о реальном существовании данного процесса и его возможного триггерного воздействия на деформационные процессы в земной коре, с учетом ограниченного периода наблюдений, выбранного для анализа, следует продолжить данные исследования для различных периодов солнечной активности (летние и зимние месяцы), включая анализ поведения уровня воды во время сильных ионосферных возмущений – магнитных бурь.

### Литература

Беляков А.С., Журавлёв В. И., Лукк А.А. Суточная периодичность слабых землетрясений и высокочастотного подземного шума на Камчатке // Физика Земли. 2011. № 3. С. 34–54.

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

Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 3. С. 389–392.

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: сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2009. С. 232–244.

Журавлёв В.И., Лукк А.А., Мирзоев К.М., Сычева Н.А. Суточная периодичность слабых землетрясений Средней Азии // Физика Земли. 2006. № 11. С. 29–43.

Дещеревская Е.В., Сидорин А.Я. Причина сезонной периодичности землетрясений по данным наблюдений на Гармском полигоне // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН. 2004а. С. 123–130.

*Дещеревская Е.В., Сидорин А.Я.* Некоторые результаты изучения суточной периодичности Гармского полигона // Сейсм. приборы. 2004б. Вып. 40. С. 57–70.

Дещеревская Е.В., Сидорин А.Я. Суточная периодичность землетрясений Гармского полигона // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 383–387.

*Журавлёв В.И., Сидорин А.Я.* Спектральные исследования суточной периодичности землетрясений Гармского полигона // Геофизические исследования. 2005а. Вып. 1. С. 48–57.

*Журавлёв В.И., Сидорин А.Я.* Общие свойства суточной периодичности землетрясений в некоторых регионах мира // Геофизические исследования. 2005б. Вып. 2. С. 61–70.

Журавлёв В.И., Сидорин А.Я. Высокодобротные экстремумы во временных рядах сейсмичности разных регионов мира // Докл. РАН. 2006а. Т. 407. № 2. С. 252–257.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. Изменение флюидодинамического режима подземных коллекторов под действием сейсмических колебаний. Часть 1. Анализ результатов наблюде-

ний // Динамические процессы в геосферах: Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. С. 70–79. *Краев А.П.* Основы геоэлектрики. 2 изд. Л.: Недра, 1965. 587 с.

*Сидорин А.Я.* Влияние Солнца на сейсмичность и сейсмический шум // Сейсм. приборы. 2004. Вып. 40. С. 71–80.

Сидорин А.Я. Годовая и суточная периодичности землетрясений Нурекского района // Геофизические исследования. 2005. Вып. 4. С. 99–114.

Сидорин А.Я. Полуденный эффект во временных рядах землетрясений и сейсмического шума // Докл. РАН. 2005а. Т. 402. № 6. С. 822–827.

Сидорин А.Я. Суточная периодичность землетрясений Средней Азии. Часть 1. Гармский полигон: новые результаты // Сейсм. приборы. 2005б. Вып. 41. С. 44–64.

Сидорин А.Я. Суточная периодичность землетрясений Средней Азии. Часть 2. Бассейн р. Нарын // Сейсм. приборы. 2005в. Вып. 41. С. 65–80.

Сидорин А.Я. Суточная периодичность землетрясений Средней Азии. Часть 3. Нурекский район, Республика Таджикистан // Сейсм. приборы. 2006а. Вып. 42. С. 52–74.

Сидорин А.Я. Суточная периодичность землетрясений Средней Азии. Часть 4. Республика Узбекистан // Сейсм. приборы. 2006б. Вып. 42. С. 75–83.

*Тарасов Н.Т.* Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Докл. РАН, 1997. Т. 353, № 4. С. 542-545.

*Duma G., Ruzhin Yu.* Diurnal changes of earthquake activity and geomagnetic Sq-variations // Natural Hazards and Earth System Sciences, 3, 2003, pp. 171–177.

*Novikov V.A.* Water imbalance in the geological fault as a possible earthquake trigger // AGU 2012 Fall Meeting, Dec. 3-8, San Francisco, USA, Abstract GC42B-08.

# ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТРИГГЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ

# ТРИГГЕР-ЭФФЕКТЫ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА

# М.Г. Леонов

Геологический Институт РАН, Москва

## Постановка вопроса

Триггер-эффекты определяют ход различных геодинамических процессов: сейсмичность, электропроводимость горных пород, возникновение оползней, развитие трещинно-разломных систем и пр., причем, как на уровне изучения природных феноменов, так и при помощи расчетного и физического моделирования<sup>1</sup> [Триггерные..., 2010]. Но вопрос о роли триггер-эффектов практически не рассматривается применительно к конкретным геологическим структурам, кроме, может быть, трещинно-разломных парагенезов. Однако триггер-эффекты зачастую ответственны за «включение» того или иного процесса, изменяющего ход развития геологических структур или региона, и при реконструкции эволюции некоторых геоструктур отмечается внезапное изменение алгоритма их формирования. Можно полагать, что этот феномен является существенным фактором геологической эволюции и что внезапная смена алгоритма связана или с накоплением системой энергетического потенциала, или с действием некоего «спускового механизма» – «триггера».

# Дифференциация осадочных бассейнов

В пределах многих палеобассейнов наблюдается их морфоструктурная дифференциация, которая возникает на определенном рубеже развития бассейна. И бассейн, существовавший как достаточно единая структура прогибания, в некий момент подвергается морфоструктурной дифференциации с оформлением конседименационных поднятий и прогибов. Такая закономерность подмечена во многих регионах: Тянь-Шань, Марокканский риф, Мичиганский бассейн и др. Рассмотрим это явление на примере Гиссаро-Алайского региона, на месте которого в палеозое располагался Палеотуркестанский океан [Буртман, 1976; Леонов, 1996].

Гиссаро-Алайский сегмент представляет собой покровно-складчатое сооружение с дивергентной структурой. В ордовике – раннем силуре (более древняя история недостоверна) на данной территории существовал обширный бассейн с корой океанического типа [Моссаковский и др., 1993]. Морфоструктура его дна была относительно проста, и рельеф субабиссальных равнин был осложнен лишь вулканическими грядами. На рубеже «ранний/поздний силур» в пределах океана произошла смена палеотектонической и палеогеографической обстановок. Возникли узкие протяженные поднятия (карбонатные банки и платформы), разделенные областями относительного прогибания, где накапливались теригенноглинист-карбонатно-кремнистые отложения и происходили излияния базальтов.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В статье приведено ограниченное число ссылок на литературные источники. Относительно полный библиографический список (около 70 наименований) содержится в [Леонов, 2013].



Рис. 1. Вверху – геодинамическая система «Нарынская впадина /поднятие Бейбичетоо/ Атбашинская впадина» (Тянь-Шань), возникшая из первично единого седиментационного бассейна. Внизу – поперечный профиль через Нарынскую впадину, поднятие Бейбичетоо и Атбашинскую впадину (по [Морозов и др., 2013], с небольшими изменениями).

 палеозойский фундамент; 2 – кайнозойский чехол; 3 – аллювий р. Нарын; 4 – разломы; 5 – направление движения масс; 6 – складки в чехольном комплексе

Принято считать, что на этом рубеже произошла смена регионального поля напряжений, и поперечное субмеридиональное растяжение сменилось региональным сжатием. Но в строении, составе и структуре отложений этого времени отсутствуют признаки сокращения пространства, такие как олистостромы, краевые надвиги, складчатость. По-видимому, на рубеже ранний/поздний силур произошла смена поля напряжений с растяжения на сжатие, но сжатие не проявилось в поперечном сокращении пространства, которое в регионе фиксируется только в среднем, верхнем карбоне. Примером подобной дифференциации бассейна служит также система «Нарынская впадина /поднятие Бейбичетоо/ Атбашинская впадина» на Срединном Тянь-Шане.

В течение почти всего кайнозоя здесь был единый седиментационный бассейн, но в плейстоцене произошла его резкая дифференциация с воздыманием



Стадия 2 (переход раздела "фундамент/чехол" через хорду, деформация, возникновение детачмента)



Стадия 3 (формирование зоны смены градиента напряжений растяжения/сжатия, внедрение силлов) (морфоструктуры и деформация не показаны в целях облегчения восприятия схемы)



Рис. 2. Механизм морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов по модели «хорды» (составлена на основании данных [Деллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948; Полещук, 2011])

(>2 км) узкого хребта [Морозов и др., 2013] и обособлением двух прогибов (рис. 1). Для объяснения этого феномена была применена [Леонов, 1996] модель изгибной неустойчивости Л.И. Лобковского, но способ «включения» этого механизма оставался неясным, так как начало дифференциации не отмечено значимыми тектоническими или термальными событиями, которые могли бы объяснить выявленную закономерность.

Анализ осадочных бассейнов [Деллмес, 1961] показал, что их дифференциация и коробление их днища происходит при накоплении отложений определенной мощности и достижении дном бассейна (разделом «фундамент/чехол») «критической» глубины, которая связана некоторой зависимостью с размером области прогибания. Для объяснения этой зависимости была предложена модель «хорды» [Деллмес, 1961; Косыгин и др., 1948; Полещук, 2011]. Суть модели (рис. 2) в том, что прогибание дна бассейна до его совпадения с хордой, соединяющей края бассейна, связано с возрастанием сжатия в пределах пород чехла и подстилающего фундамента, расположенных выше «хорды». При достижении разделом «фундамент, что сопровождается эффектом дилатансии. Это объясняется тем, что одним из свойств горных пород является высокое их сопротивление на сжатие и низкое – на растяжение. Возникающий на разделе «фундамент-чехол» градиент напряжений (выше хорды – сжатие, ниже – растяжение) обеспечивает деформацию пород, формирование детачмента, морфоструктурное расчленение первично единой впадины. Этот механизм объясняет и стиль деформаций в пределах впадины и на возникающем поднятии. Показано [Морозов и др., 2013], что в системе «Нарынская впадина /поднятие Бейбичетоо/ Атбашинская впадина» в прогибах породы находятся в обстановке сжатия, а поднятие, хотя и возникло благодаря сжимающим усилиям, в апикальной части испытывает растяжение, что хорошо вписывается в модель «хорды».

Таким образом, спусковым механизмом (триггером) процесса морфоструктурного расчленения осадочных бассейнов является возникновение разнонаправленных полей напряжений выше и ниже раздела «фундамент/чехол», и срабатывает этот механизм в момент достижения разделом «фундамент/чехол» глубинного уровня, соответствующего воображаемой линии хорды прогиба земной коры.

## Деформация и метаморфизм

Одна из проблем геологии – это проблема зависимости между структурной и вещественной трансформацией горных пород, и между этими процессами существует парагенетическая и, по мнению многих, генетическая связь. Во всяком случае, метаморфиты, не затронутые синхронной метаморфизму деформацией, практически неизвестны. Коррелятивная связь деформации и метаморфизма отчетливо проявлена в Нуратау-Курганакской зоне Тянь-Шаня [Колодяжный, 1996; Леонов и др., 1995], которая отвечает коллизионному шву, разделяющему Туркестано-Алайскую и Туркестано-Зеравшанскую зоны. Шов был сформирован в позднем палеозое и активизирован в новейшее время. Шов представляет собой область хрупко-пластического сдвига, в пределах которой породы подверглись интенсивным структурным и вещественным преобразованиям. Породы в пределах зоны залегают субвертикально, рассланцованы и метаморфизованы.

Анализ распределения величин деформации и степени вещественного преобразования показал [Леонов и др., 1995], что существует коррелятивная связь между величиной пластической деформации и степенью метаморфических преобразований, и с нарастанием деформации происходит прогрессирующее развитие вещественной переработки пород (рис. 3). Пластическая деформация и метаморфизм проявлены неравномерно, имеют струйчато-мозаичный характер, а их интенсивность меняется от места к месту и от горизонта к горизонту. Структурно-вещественная переработка пород отсутствует в области открытых складок, но быстро нарастает в зоне горизонтальной складки и максимума достигает в зоне ламинарного течения. Вне области пластического течения деформация и метаморфизм сходят на нет.

Изучение зеленосланцевых метаморфических комплексов показало: вещественные преобразования горных пород проявляются только при достижении определенной величины пластической деформации. Вне деформированных объемов



**Рис. 3.** Соотношение величины деформации (в %) и интенсивности вещественных преобразований (в % отношении первичных и метаморфических минералов)

метаморфические преобразования не проявляются, из чего следует, что помимо температуры и литостатического давления фактором метаморфических преобразований является пластическая (хрупко-пластическая) деформация, что находит подтверждение в данных механохимии (библ. см. в [Леонов, 2008; 2013]). Они свидетельствуют: при деформации твердых тел от 5 до 30% механической энергии, затраченной на деформацию, задерживается кристаллической решеткой деформируемого тела; запасенная энергия увеличивает термодинамический потенциал и происходит химическая активация вещества с изменением прочности химических связей вплоть до их полного разрыва; повышение химической активности, связанное с подводом механической энергии, приводит к важным для процесса структурно-вещественных преобразований следствиям, в частности, при пластической деформации петрохимические реакции протекают при температурах более низких, чем в статических условиях. Иначе говоря, метаморфизм - это способ релаксации накопленной веществом энергии (в том числе, механической), и реакции, которые не могут быть реализованы в статических условиях, легко реализуются при тех же РТ-параметрах в условиях пластической деформации, и момент релаксации накопленной при деформации энергии определяет начало вещественных трансформаций горных масс. Так же может происходить и релаксация латентной энергии, накопленной горными породами в процессе их эволюции при превышении «пороговых» значений [Пономарев, 2008].

#### Вертикальная аккреция консолидированной коры

Явления концентрации и градиентного распределения напряжений в зоне раздела «фундамент/чехол» и взаимосвязи деформации и метаморфизма пород имеют прямое отношение к явлению вертикальной аккреции консолидированной земной коры (КЗК) [Вертикальная..., 2002; Леонов, 2008]. Вертикальная аккреция – это прогрессивное наращивание КЗК и (или) изменение ее состава и реоло-



Рис. 4. Схема вертикального аккретирования консолидированной коры за счет совокупного действия петроструктурно-реологического и М-инфильтрационного факторов

гии в сторону кратонизации под влиянием геологических процессов, отражающих взаимодействие оболочек Земли. При вертикальной аккреции вследствие физико-химических преобразований и изменения петрофизических свойств породы осадочного чехла приобретают свойства гранитно-метаморфического слоя, что приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе (рис. 4). Процесс этот сложный и многокомпонентный, и «спусковыми механизмами» вертикального аккретирования могут быть структурно-деформационные, магматические и метаморфические процессы.

В частности, отмечена приуроченность структурно-вещественных трансформаций к пограничной области «фундамент/чехол», а также к контрастно построенным толщам, что, по-видимому, не случайно: реологическая контрастность сред способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига (в механическом смысле). Определенный тип метаморфизма связан с зонами проявления объемного хрупко-пластического течения, и вещественные преобразования контролируются механохимическими факторами. Доказано единство процессов деформации, перекристаллизации и метосоматоза пород. Так, калиевокремнистый метасоматоз связан с пластической деформацией [Ициксон, 1970]. При этом в обстановке «давление + сдвиг» процесс может доходить до стадии гранитизации горных пород [Иванкин, 1985].

Поскольку на границах физически контрастных сред происходит накопление и разрядка напряжений, то раздел «фундамент/чехол» является, по существу, тем аттрактором, который предопределяет возможность и реальность процесса преобразования пород в этой области, в том числе и прилегающих к разделу отложений осадочного чехла. Если интенсивность преобразований превосходит пороговые значения, возникают радикальные изменения петрофизических и реологических свойств горных пород и смещение петроструктурно-реологических границ по разрезу земной коры. Именно достижение «пороговых» значений служит импульсом вертикального аккретирования корового слоя, что может кардинально менять алгоритм дальнейшей структурно-вещественной эволюции региона или геоструктуры.

Существует еще один аттрактор, стимулирующий дискретную возобновляемость вертикального аккретирования и «континентализации» земной коры [Яковлев, 1990], – «метаморфогенная инфильтрация» (М-инфильтрации) газововодных флюидов, которая захватывает верхние горизонты гранулит-гнейсовой континентальной или базитовой океанической кор, а также толщи континентальных базальтов и вулканогенно-осадочных отложений чехла. М-инфильтрация приводит к сиализации и кратонизации земной коры и обязательным условием ее проявления является наличие относительно мощного осадочного чехла (от 2 до 8 км) с высоким флюидным давлением. В континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием «с возбуждением такого потока связана активизация процессов литогенеза, тепломассопереноса и механических деформаций. Становится возможным аллотигенный метаморфизм» [Яковлев, 1990].

Основной уровень вещественных преобразований, связанных с М-инфильтрацией, – это область раздела «фундамент / чехол», и зона воздействия М-инфильтрации совпадает с зоной действия структурно-реологического аттрактора. Включение фактора М-инфильтрации и начало процесса структурно-вещественной перестройки горных масс, приводящее к вертикальному аккретированию КЗК, явление вероятностное и импульсом для его «включения» является критическая мощность осадочного чехла, что, возможно, связано с описанным выше «механизмом хорды».

# Горизонтальные протрузии

В пределах континентальной и океанической земной коры известны структуры, возникновение которых нарушает «естественный», детерминированный ход событий, а дальнейшая эволюция определяется вновь возникшими, присущими именно этой структуре региональными геодинамическими условиями. К таким структурам можно отнести горизонтальные протрузии (плито-потоки) [Леонов, 2008].

Горизонтальную протрузию (плито-поток) можно определить как пространственно ограниченное горизонтально-плоскостное геологическое тело, обладающее признаками объемного (3D) тектонического течения и латерального перемещения горных масс. Горизонтальные протрузии – это геологические тела (геодинамические системы), которые своим существованием отражают зафиксированную в структуре коры внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферы континентов.

Плито-потоки дуги Скоша и Карибско-Антильской дуги, акватории Тихого и Атлантического океанов разделены литосферными плитами с континентальной корой: Южно- и Североамериканским материками, к которым примыкает материк Антарктида. Но существуют районы, где связь между материковыми массивами или полностью разорвана, или весьма эфимерна. Этим зонам непосредственного контакта Тихого и Атлантического океанов соответствуют структурные дуги: Скоша и Карибско-Антильская (рис. 5), которые нарушают общий, относительно линейный структурный план океанической коры океанов. Дальнейшие рассуждения базируются на публикациях, список которых приведен в [Леонов, 2008]. Положение этих дуг совпадает с зонами разрыва континентальной коры, и их возникновение – это следствие зарождения астеносферных потоков, не связанных с глобальной системой расширения (спрединга) океанского дна.

Зарождение дуги Скоша инициировано разрывом Южно-Американского континента и континента Антарктиды примерно 30 млн лет тому назад и возникно-



Рис. 5. Структурно-геодинамическая схема Карибского региона. 1 – надвиги и зоны субдукции; 2 – сдвиги; 3 – направление и скорость перемещения горных масс; 4 – области растяжения (грабены); 5 – зоны спрединга; 6 – направление сдвиговых перемещений; 7 – Кайманов желоб; 8 – оси складчатых структур в тыловой зоне Карибской дуги; 9 – вулканы: известково-щелочные (а), щелочные (б)

вением нового астеносферного потока. В пределах Антильско-Карибской дуги подобное событие произошло около 130 млн лет тому назад. То есть возникновение локальных плито-потоков и, соответственно, дугообразных структур носит «вероятностный» характер, и триггерным механизмом, послужившим импульсом их зарождения, явился случайный и не детерминированный ходом эволюции океанической коры разрыв первично единого континентального блока (рис. 6).

Формирование плито-потоков подтверждено и физическим экспериментом. Показательна модель Анатолийского плито-потока. [Martinod et al., 2000]. Моделирование выявило две важные закономерности: возникновение объемного движения вещества может быть вызвано внешним одномоментным фактором (триггером) без изменения региональных геодинамических условий; процесс, стимулируемый этим фактором, после прекращения его действия протекает как самоподдерживающийся, вероятно, за счет внутренней энергии «взбудораженного» первичным импульсом объема горных масс.

#### Выводы

Резюмируя сказанное, нужно отметить следующее. Интерпретация геодинамической эволюции геологических структур связана с необходимостью объясне-



**Рис. 6.** Формирование плито-потока моря Скоша, недетерминированное общей геодинамикой спрединга океанической коры

ния дискретности их возникновения и развития, которая четко прослеживается при изучении осадочных разрезов, проявлений магматизма, метаморфизма и структурообразования. При этом возникает проблема идентификации факторов, ответственных за «включение» того или иного механизма преобразования горных масс. Эти вопросы на уровне геотектоники проработаны недостаточно и нуждаются в специальном и целенаправленном изучении.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН (Программы №№ 6 и 10) и РФФИ (грант № 13-05-00298).

#### Литература

*Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.

*Вертикальная* аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект / Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 464 с.

Дэллмес К.Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти: симпозиум Американской ассоциации геологов-нефтяников. М.: Гостоптехиздат. 1961. С. 634-671.

*Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника: тез. докл. М.: Наука, 1985. С. 7-9.

Ициксон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172-194.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественная эволюция палеозойских метаморфических образований гор Южные Нуратау (Кызылкумы) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 71. Вып. 1. 1996. С. 37 54.

Косыгин Ю.А., Магницкий В.А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюлл. МОИП. 1948. Т. XXIII (3). С. 3–15.

*Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36-53.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 460 с.

*Леонов М.Г.* Триггер-эффекты в эволюции геологических структур // Геотектоника. 2013. № 6. В печати.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29-48.

Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // В печати.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-32.

Полещук А.В. Силлогенез в палеопротерозойской тектонической эволюции Онежской мульды Балтийского щита // Доклады Академии наук. Том 439. № 3, 2011. С. 365–369.

Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 384 с.

*Триггерные* эффекты в геосистемах / Материалы Всероссийского семинара-совещания / ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС. 2010. 329 с.

Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Hayka, 1999. 200 с. Martinod J., Hatzfeld D., Brun J. et al. Continental collisionl, gravity spreading, and kinematics

of Aegea and Anatolia // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 2. P. 290-299.

# ПРИНЦИП МИНИМУМА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ГРАВИТАЦИОННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В ПРИЛОЖЕНИИИ К ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ СЛОИСТЫХ СРЕД

# Ю.Л. Ребецкий

#### Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва; reb@ifz.ru

В работе впервые показано, что инверсия упругой жесткости в слоях тектоносферы Земли при действии только гравитационного напряженного состояния приводит к невыполнению принципа минимума потенциальной энергии упругих деформаций. В среде, допускающей появление больших необратимых деформаций, это явление должно сопровождаться тектоническим течением, обеспечивающим снижение уровня упругой энергии среды. Энергию, выделяющуюся в процессе подобного течения, следует рассматривать как внутреннюю энергию горных массивов, способную обеспечить формирование складчатых и разрывных структур без внешнего источника нагружения.

# Введение

Известно, что требование минимума потенциальной энергии гравитационных сил (теорема Лагранжа) требует расположения слоев в тектоносфере Земли по возрастанию их плотности. В противном случае система становится неустойчивой (по Ляпунову) и для сред, обладающих вязкой текучестью (модели линейной или нелинейной ньютоновской реологии), будет происходить перераспределение вещества для достижения минимума потенциальной энергии сил тяжести [Rayleigh, 1900]. В конечном итоге, в процессе течения в системе из двух слоев сверху оказывается менее плотный слой. Сам процесс течения обеспечивается разностью потенциальной энергии сил тяжести первого состояния, когда внизу лежал менее плотный слой, и второго, когда он оказался наверху. Эта разность энергии и выделится в тепло в процессе вязко-ползучего или пластического течения [Biot, 1959].

Энергия упругих деформаций также является потенциальной, то есть зависит от начального и конечного состояния системы, именно поэтому на нее распространяется действие теоремы Лагранжа–Дирихле. В связи с выше сказанным возникает вопрос, будет ли массив горных пород обладать устойчивостью в поле силы тяжести при любом распределении упругих свойств, составляющих его плоскопараллельных слоев одинаковой плотности, или имеются такие случаи чередования упругих свойств слоев, при которых этот принцип устойчивости не выполняется?

Ответ на этот вопрос следует искать в рамках озвученного выше принципа минимума упругой энергии (МУЭ): если существует глубинное распределение упругих жестокостей для системы слоев (при сохранении их мощностей), при которой его потенциальная внутренняя энергия упругих деформаций меньше той, что имела место в начальном их глубинном распределении, то тогда начальное состояние не является равновесным. Иными словами, если путем простой перестановки по глубине слоев можно получить состояние, имеющее меньшее значение внутренней энергии упругих деформаций, чем то, что имело место в начальном их положении, то значит, начальное состояние не является устойчивым.


**Рис. 1.** Расчетная схема в виде двух слоев разных упругих свойств  $(K_1 > K_2)$ , расположенных на глубине действия литостатического давления  $p_{lt}$ , при двух вариантах их взаимного положения  $(a, \delta)$ 

#### Анализ выполнения МУЭ для слоистой среды

Рассмотрим два бесконечных плоских слоя одинаковой мощности h, обладающих разной плотностью и разной упругой сжимаемостью (компетентный и некомпетентный слои), и сравним упругую энергию этих слоев при разном их взаимном расположении в поле силы тяжести (рис. 1). Будем считать, что эти слои контактируют друг с другом и расположены в массиве на глубине, определяющей уровень литостатического давления, равный  $p_{lt}$  (уровень давления на кровле верхнего слоя). Выберем параметры, определяющие пластические свойства пород, такими, что в них уровень девиаторных напряжений много ниже всестороннего давления, равного  $p_{lt}$ . Для упруго-пластического тела Кулона–Мора или Друккер–Прагера подобная ситуация может быть обеспечена высоким уровнем флюидного давления, близким к литостатическому, а для тела Мизеса – низкими значениями предела текучести. Будем пренебрегать девиаторными напряжениями, полагая напряжения изотропными, то есть в среде действует только всестороннее давление, равное литостатическому. В этом случае удельная упругая энергия каждого из слоев может быть записана в следующем виде:

$$W_{1} \approx \frac{(p_{ll} + \rho_{1}gh_{1}/2)^{2}}{2K_{1}}, W_{2} \approx \frac{(p_{ll} + \rho_{1}gh_{1} + \rho_{2}gh_{2}/2)^{2}}{2K_{2}}.$$
 (1)

Здесь нижний индекс определяет порядковый номер слоя сверху вниз,  $\rho_i$ ,  $K_i$  и  $h_i$  – соответственно плотность, модуль объемной упругости и мощность слоя. При записи выражений (1) давление в каждом из слоев принималось равным значению в его середине. Такое упрощение отличает выражения (1) от точных выражений на величину ( $\rho_i g h_i$ )<sup>2</sup>/(12 $K_i$ ), которая считается малой в сравнении  $p_{lt}^2 / K_i$ .

Продолжим упрощение выражений (1), полагая  $p_{lt} >> \rho_i g h_i$ :

$$W_{1} \approx \frac{(p_{lt} + \rho_{1}gh_{1})p_{lt}}{2K_{1}}, W_{2} \approx \frac{(p_{lt} + 2\rho_{1}gh_{1} + \rho_{2}gh_{2})p_{lt}}{2K_{2}}$$
(2)

Так же, как и в предыдущем случае, упрощенные выражения (2) отличаются от выражений (1) на малые величины порядка  $(\rho_i g h_i)^2 / K_i$ .

Суммарная упругая энергия столбца единичной латеральной длины  $l_x$ ,  $l_y$  и мощности  $h_1 + h_2$ , включающего в себя оба рассматриваемых столбца (рис. 1, а), определится выражением:

$$\sum W_{12} \approx l_x l_y \left[ \frac{(p_{lt} + \rho_1 g h_1) h_1}{2K_1} + \frac{(p_{lt} + 2\rho_1 g h_1 + \rho_2 g h_2) h_2}{2K_2} \right] p_{lt}$$
(3)

Если слои поменять местами, сохранив их индексы (рис. 1, б), то суммарная энергия столбца этих двух слоев примет следующее выражение:

$$\sum W_{21} \approx l_x l_y \left[ \frac{(p_{ll} + \rho_2 g h_2) h_2}{2K_2} + \frac{(p_{ll} + 2\rho_2 g h_2 + \rho_1 g h_1) h_1}{2K_1} \right] p_{ll}$$
(4)

Разность значений двух выражений (3) и (4), определяющая разность удельных упругих энергий двух расположений слоев, будет выглядеть следующим образом:

$$\sum W_{12} - \sum W_{21} \approx l_x l_y \left[ \frac{\rho_1}{K_2} - \frac{\rho_2}{K_1} \right] h_1 h_2 p_{lt}$$
(5)

Согласно принципу МУЭ устойчивость начального состояния, отвечающая расположению слоев сверху вниз по их индексам, требует выполнения условия:

$$\frac{\rho_2}{K_1} \ge \frac{\rho_1}{K_2} \tag{6}$$

Если положить плотности слоев одинаковыми ( $\rho_1 = \rho_2$ ), то из (6) следует:

$$K_2 \ge K_1, \tag{7}$$

то есть принцип МУЭ требует расположения слоев в порядке возрастания их упругих модулей объемного сжатия. Если это условие не выполняется, то система потенциально неустойчивая.

Если плотности различны, то устойчивость системы определяется требованием минимума суммы потенциальной энергии упругих деформаций и потенциальной энергии сил тяжести. В приложении к рассмотренной системе из двух слоев это условие определяет необходимость выполнения выражения:

$$\left[\frac{\rho_{1}}{K_{2}} - \frac{\rho_{2}}{K_{1}}\right] p_{lt} + \left[\rho_{1} - \rho_{2}\right] \leq 0.$$
(8)

Выражение (8) можно преобразовать к виду:

$$\frac{p_{ll}}{\overline{K}}\frac{\Delta K}{\overline{K}} + \chi \frac{\Delta \rho}{\overline{\rho}} \ge 0 \text{ при } \frac{\Delta K = K_2 - K_1}{\overline{K} = K_2 + K_1}, \frac{\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1}{\overline{\rho} = \rho_2 + \rho_1}, \chi = 1 - \left(\frac{\Delta K}{\overline{K}}\right)^2 + \frac{p_{ll}}{\overline{K}}.$$
(9)

Из условия (9) видно, что если  $\Delta \rho > 0$  и  $\Delta K > 0$ (плотность и упругая жесткость слоев с глубиной возрастает), то состояние устойчивое всегда. Для  $\Delta \rho > 0$  и  $\Delta K < 0$  (с глубиной плотность возрастает и упругая жесткость слоев уменьшается) неустойчивым может быть состояние, для которого выполняется условие:

$$\frac{p_{tt}}{\overline{K}} \frac{|\Delta K|}{\overline{K}} > \chi \frac{\Delta \rho}{\overline{\rho}}.$$
(10)

Если же  $\Delta \rho < 0$  и  $\Delta K < 0$  (плотность и упругая жесткость слоев с глубиной уменьшается), то из (8) следует, что состояние всегда неустойчивое.

В случае, когда  $\Delta \rho < 0$  и  $\Delta K > 0$  (инверсия плотности при возрастании упругой жесткости слоев с глубиной), состояние может сохранить <u>устойчивость</u>, если выполнится условие:

$$\frac{p_{ll}}{\overline{K}}\frac{\Delta K}{\overline{K}} \ge \chi \frac{|\Delta \rho|}{\overline{\rho}}.$$
(11)

Согласно (11), даже если существует инверсия плотности ( $\Delta \rho < 0$ ), то среда может сохранять стабильность при определенной степени увеличения упругой жесткости с глубиной.

Таким образом, при отсутствии в массиве резких изменений плотности появление упруго-жестких слоев в окружении менее жестких (компетентный слой в окружающем некомпетентном массиве) является признаком неустойчивого состояния (невыполнение условия (8)).

Повышение плотности с глубиной за счет изменений минерального состава, а не за счет уплотнения под действием массовых сил, в целом является стабилизирующим фактором, уменьшающим эффекты требования выполнения условия МУЭ. Однако при определенном соотношении параметров условие МУЭ может превысить эффект от требования минимума потенциальной энергии гравитационных сил. В этом случае устойчивым окажется состояние, при котором верхним будет более плотный слой, обладающий меньшей упругой жесткостью, чем нижний (11).

Отметим еще одно важное свойство проявления инверсии упругой жесткости в слоях тектоносферы, вытекающее из выражения (9). С глубиной влияние этого фактора возрастает. Это следует из наличия коэффициента  $p_{lt} / \chi \overline{K}$  при  $\Delta K / \overline{K}$ . Вблизи поверхности значение этого коэффициента близко к нулю, и эффект, связанный с инверсией в слоях упругой жесткости, себя не проявляет. С увеличением глубины залегания слоев значение этого коэффициента начинает возрастать, и для осадочных горных пород на глубине 4 км его величина может приближаться к 0,05-0,1. Поскольку в горных породах коры значения упругой жесткости могут отличаться в несколько раз и даже более чем на порядок (например, глина и песчаники или известняки), а перепады плотности не превышают первых единиц процента, то в выражении (11) первое слагаемое может давать значения порядка 0,05-0,1 (объемные модули пары слоев 10<sup>4</sup> и 10<sup>5</sup> кг/см<sup>2</sup>) в то время как второе не будет превышать 0,05 (плотности пары слоев 2,6 и 2,8 г/см<sup>3</sup>). Иными словами, первое слагаемое, обусловленное инверсией упругого объемного модуля, дает вполне сопоставимый в сравнении с инверсией плотности вклад в отклонение потенциальной энергии от минимальных значений.

Этот эффект еще более возрастает, если учитывать уменьшение эффективных значений объемного упругого модуля пород, вызываемым долговременным влиянием флюида, находящегося под давлением в трещинно-поровом пространстве. При деформациях, направленных на увеличение объема, энергия, запасенная сжатым флюидом, расходуется, увеличивая поровое пространство пород. Это приводит к уменьшению напряжений растяжения, требуемых для деформационного увеличения объема пород. Наоборот, когда внешние силы уменьшают объем пород, то отекание флюида по трещинным каналам из областей локального сжатия в области локального растяжения обеспечивает достижения больших деформаций уменьшения объема среды при действии меньших сил сжатия. На длительных временах флюидный заполнитель, находящийся под давлением, может на порядок понизить эффективный упругий объемный модуль трещиноватых пород. Таким образом, вклад первого члена в выражении (9) может еще увеличиться.

На рис. 2 проведена схема, иллюстрирующая уменьшение упругой энергии при деформации границы контакта двуслоя. При подъеме вверх объемов некомпетентных пород они замещают породы, обладающие большим упругим модулем, а на их место поступают такие же некомпетентные породы. В этом сегменте массива внутренняя энергия увеличивается на величину  $\delta W^u > 0$ , отвечающую на рис. 2 длине соответствующей горизонтальной линии. В расположенном рядом сегменте происходит опускание вниз объемов компетентных пород. Они замещают породы, обладающие меньшим упругим модулем, а на их место поступают некомпетентные породы. В этом сегменте массива внутренняя энергия уменьшается на величину  $\delta W^d < 0$ , отвечающую на рис. 2 длине соответствующей горизонтальной линии.

Из графиков изменения с глубиной упругой энергии компетентного и некомпетентного слоя, представленных на рис. 2, видно, что  $|\delta W^d| > \delta W^u$ . Это связано с законом квадратичного роста по глубине удельной упругой энергии деформаций в условиях действия только гравитационного напряженного состояния. Таким образом, общее изменение упругой энергии двух смежных сегментов будет величиной отрицательной:

$$\delta W = \delta W^{d} + \delta W^{u} < 0, \qquad (12)$$

то есть результатом формирования рельефа границы контакта двух слоев, верхний из которых обладает большими значениями модуля объемной упругости, является снижение упругой энергии всей системы.

#### Обсуждение возможных областей приложения принципа МУЭ

Приведенные расчеты показали, что при постоянной плотности слоев и одинаковой их мощности повышение величины упругой жесткости с глубиной (8) является условием устойчивости системы. Геофизические и сейсмологические данные показывают, что в консолидированной коре обычно параметры упругой жесткости ее слоев с глубиной возрастают, что определяет выполнение условия



**Рис. 2.** Графики изменения с глубиной упругой энергии двух смежных слоев (компетентного и некомпетентного). Схема, иллюстрирующая изменение упругой энергии при замене компетентного блока на некомпетентный (его подъем вверх) и при замене некомпетентного блока на компетентный (при его опускании вниз)

МУЭ. Отклонения от этого правила могут наблюдаться в осадочных бассейнах, в средней части консолидированной коры и в верхней мантии. Так, в частности, по сейсмологическим данным в коре в средней ее части (глубины 10-20 км) существует волновод (Гутенберга), в котором наблюдается резкое падение скорости (около 10%) продольных волн. В нижней мантии это правило выполняется везде.

Также возможно существование слоя с пониженными значениями упругой жесткости верхней мантии в подлитосферном слое (глубины 200-350 км). Во всяком случае, сейсмологи иногда здесь выделяют область пониженной скорости продольных и поперечных волн в сравнении с вышележащими слоями (литосферой), что связывают с понятием астеносферного слоя. Считается, что подобное снижение скоростей связано с аномально повышенной температурой этого участка верхней мантии.

Обычно наличие астеносферного слоя рассматривают как повышенную вероятность формирования термо-гравитационной конвекции в верхней мантии, что можно определять как внутреннюю потерю устойчивости этого аномально разогретого слоя. Однако, если подобный слой существует, и, если понижение скорости продольных волн обусловлено снижением в этом слое упругих модулей, то этот факт означает невыполнение условия МУЭ и нестабильность системы литосфера-астеносфера.

#### О реализации неустойчивого состоянии в природных объектах

Известно, что характер отклика на малые энергетические импульсы определяет отличие устойчивых и неустойчивых состояний [Пригожин, 1985]. Для упругих сред устойчивое состояние не требует совершения работы на замкнутом пути малого нагружения. Можно высказать дополнительное предположение, что для диссипативных сред устойчивые состояния требуют равенства работы внешних сил, совершенной на малых изменениях состояния, работе, необходимой для его восстановления.

В проблеме смены неустойчивого состояния, вызванного невыполнением требования МУЭ, высказанная выше гипотеза имеет следующую интерпретацию. Пусть в системе двуслоя, в которой верхним является более жесткий слой, возникает бесконечно малое возмущение от первоначально прямолинейной формы слоев. Пусть это очень слабое возмущение направлено в сторону достижения системой меньших значений упругой энергии. В этом случае течение осуществляется не только за счет малой энергии внешнего возмущения, но и за счет внутренней энергии упругих деформаций. Для реализации подобного течения требуется лишь достижение точками объема, где оно происходит, предельного состояния текучести. Если теперь возникнет малое возмущение, определяющее деформации системы в противоположную сторону, то в этом случае внешним силам потребуется совершить большую работу, включающую в себя затраты на тектоническое течение и повышение внутренней упругой энергии системы. Для осуществления подобного течения возмущение уже не может являться бесконечно малым.

Теперь становится понятно, каким образом может реализоваться неустойчивость в системе рассматриваемого двуслоя. В тектоносфере Земли всегда имеют место малые периодические возмущения, связанные с различными процессами: сейсмические волны, лунные приливы, сезонные деформации, вековые вариации вращения Земли и др. Поскольку все эти периодические возмущения имеют ограниченный энергетический уровень (наиболее сильные из них лунные приливы обеспечивают деформации порядка 10<sup>-8</sup>, а сейсмические волны на удалении более 100 км от источника – менее 10<sup>-6</sup>), то их воздействие в сторону уменьшения внутренней механической энергии системы приводят к большим изменениям строения среды, чем воздействия, сопровождающиеся, увеличением внутренней механической энергии системы. Накапливая слой воздействия за тысячи и миллионы лет, малые периодические возмущения создают возможность реализации неустойчивости, направляя течение в сторону формирования в системе МУЭ.

## Заключение

Резюмируя результаты анализа, представленные в настоящей статье, можно утверждать: сделано открытие нового ранее неизвестного явления неустойчивости слоистой тектоносферы Земли, возникающей в гравитационном поле напряжений, и вызываемой инверсией упругих модулей. Приложение открытого явления будет иметь место не только в геодинамике при решении проблемы механизмов эволюции тектонических структур и в тектонофизике при изучении механизмов генерации напряжений, но и в сейсмологии, и геофизике, поскольку дает уникальный инструмент прямой интерпретации данных наблюдений. Вероятно, открытое явление даст импульс рассмотрения новых задач математической физики и разделов в синергетической теории. В статье мы привели наиболее очевидный пример применения положения о МУЭ в поле сил тяжести для упруго-пластичного и упруго-ползучего тела, когда разные упругие свойства имеют два слоя бесконечных горизонтальных плоских слоя. Однако подобных примеров может быть множество. Условию МУЭ также должны удовлетворять и два рядом расположенных тела, имеющих разные значения упругих модулей и совокупность чередующихся слоев с разными упругими параметрами и т.д. Понятно, что во всех случаях крайним случаем выполнения условия МУЭ в поле сил тяжести является среда с плоскими горизонтальными слоями. Однако это состояние во многих случаях недостижимое из-за влияния сил сухого трения и наличия предела текучести пород, и поэтому данное условие следует воспринимать как тенденцию.

Важными следствиями выявленной неустойчивости тектоносферы, связанной с энергией упругих деформаций в поле силы тяжести, является необходимость даже при решении соответствующих задач о действии длительных тектонических процессов сохранять упругость в используемых моделях тел, то есть работать с моделями вязко-упругих или упруго-пластических тел.

Именно использование при решении геодинамических задач моделей среды с нелинейно вязкой реологией без учета упругих деформаций и обусловило тот факт, что данное явление осталось незамеченным. Упругость дает малый вклад в общие деформации, но определяет направленность процесса деформирования, что особо важно для состояний, близких к неустойчивым.

Другим важным следствием рассмотренного нового неустойчивого состояния является выявленная в процессе анализа роль малых периодических возмущений. Вероятно, их роль является определяющей не только в рассмотренном случае, но и в других случаях приближения участков тектоносферы к неустойчивому состоянию, например, к генерации землетрясения.

Здесь не даются пути решения задач механики о неустойчивости гравитационного напряженного состояния слоистых сред, а только обозначена сама проблема. Однако уже сейчас ясно, что в расчетных моделях надо одновременно учитывать упругую сжимаемость геосреды и ее способность к вязкому течению. Вполне вероятно, что разработанная ранее в работах [Rebetsky, 2010; Ребецкий, 2011] модель вязкого тела, учитывающая изменения упругой сжимаемости геосреды только по гравитационной компоненте воздействия, может оказаться необходимым инструментом подобных исследований.

#### Литература

Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. М.: Наука, 1985. 324 с.

Ребецкий Ю.Л. Влияние упругой сжимаемости мантии на термогравитационную конвекцию. Конвективная неустойчивость гравитационного напряженного состояния // Доклады РАН. 2011. Т 440, № 2. С. 250-255.

*Biot M.A.* The influence of gravity on the folding of a layered viscoelastic medium under compression // J. Franklin Inst. 1959. Vol. 267, No 3. 211 p.

*Rayleigh Lord.* Investigation of the character of the equilibrium of an incompressible heavy fluid of variable density. Scientific Papers. 1900. ii. 200. Cambridge. England.

*Rebetsky Yu.L.* Rock with elasticity in mantle convection // Геофизический Журнал. 2010. Т. 32, № 4. С. 138-139.

# СТРУКТУРА И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ В СЛОЕ ГЕОСРЕДЫ ПРИ РАЗРЫВНОМ СДВИГЕ ФУНДАМЕНТА

# Ю.П. Стефанов, Р.А. Бакеев

# ИФПМ СО РАН, Томск; stefanov@ispms.tsc.ru

Проведено численное 3D-моделирование формирования разломной структуры в слое геосреды при разрывном сдвиге фундамента. Рассмотрены особенности строения зон локализации деформации на разных этапах развития: от зарождения до образования магистрального разлома. Обнаружено, что образование зон локализации происходит в виде пары поверхностей подобных створкам устрицы. Показано, что в зависимости от свойств среды и толщины слоя возможно формирование цветковых структур нарушений с различным типом строения. Образование единого магистрального разрыва происходит сверху, после выхода наклонных зон локализации на поверхность.

#### Введение

Несмотря на огромное количество природных и лабораторных наблюдений остаются открытыми вопросы о строении зон нарушений различного типа и напряженно-деформированном состоянии в их окрестности. Понимание этапов формирования и эволюции разломных структур имеет большое значение для объяснения и предсказания режимов развития деформации и сейсмических процессов разного уровня. В настоящее время особое внимание привлекают структуры горизонтального сдвига (цветковых структур), формирование которых обусловлено разрывным горизонтальным сдвигом блоков фундамента [Бокун, 2010; Гогоненков и др., 2007; Ребецкий, Михайлова 2011; Шерман и др. 1991].

Наряду с доступными наблюдениями на обнажениях большое внимание уделялось экспериментальным исследованиям по формированию нарушений в лабораторных условиях на «эквивалентных» материалах. Эти работы позволили получить важные результаты, которые легли в основу общих представлений о протекающих процессах [Hancock, 1985; Sylvester, 1988]. Большое значение для понимания природы и особенностей строения зон нарушений имеют аналитические решения [Ребецкий, Михайлова, 2011]. Они позволяют оценить условия перехода в неупругое состояние, возможную ориентацию разрывов и, наряду с анализом экспериментальных данных, дают хорошее представление о типах, причинах и даже последовательности формирования разрывов. Однако для построения полной картины деформации и структуры сдвиговых зон необходимы численные эксперименты, позволяющие проследить все стадии развития деформации и образования нарушений [Стефанов, Бакеев, 2012, 2013].

#### Постановка задачи и метод решения

Рассмотрим деформирование слоя среды, который находится под действием силы тяжести и лежит на жестком основании с продольным разрезом (рис. 1). В соответствии с заданной глубиной и свойствами среды (плотностью вышележащих слоев) в состоянии упругости напряжения, обусловленные действием силы тяжести, при отсутствии дополнительных сил, будут:



Рис. 1. Схема деформирования слоя среды при разрывном сдвиге основания

$$\sigma_z(z) = -g \int_0^z \rho(z) dz , \quad \sigma_x(z) = \sigma_z(z) \xi , \quad \sigma_y(z) = \sigma_z(z) \xi , \quad (1)$$

где  $\xi = \frac{v}{1-v}$ , v – коэффициент Пуассона,  $\rho$  – плотность среды. Если согласно принятому условию прочности, начиная с некоторой глубины, среда перейдет в неупругое состояние, то горизонтальные компоненты напряжений будут рассчитываться в соответствии с законом, описывающим поведение среды за пределом упругости. Полученные напряжения принимались в качестве начального напряженного состояния

Деформирование слоя зададим через смещение левой и правой половинок основания в противоположных направлениях вдоль надреза. На торцевых, передней и задней гранях заданы условия, имитирующие бесконечную протяженность слоя. На боковых границах – нормальные напряжения начального состояния.

При проведении расчетов деформация горных пород за пределом упругости описывалась при помощи соотношений модифицированной модели Друккера–Прагера–Николаевского с неассоциированным законом текучести [Друккер, Прагер, 1975; Николаевский, 1971, Стефанов, 2005]. Моделирование процессов осуществлялось путем решения системы уравнений, состоящей из уравнений движения и неразрывности, которая замыкалась указанными определяющими соотношениями упруго-хрупкопластической модели. Система уравнений решалась с использованием численной схемы [Wilkins, 1999], по изложенной в работе [Стефанов, 2005], процедуре.

## Результаты расчетов

Расчеты проводились на сетках  $180 \times 400 \times 50$  для области: X = 18 км, Y = 40 км, Z = 5 км (из них 1 км – упругое основание) и  $180 \times 400 \times 100$  – для Z = 10 км. Пара-

метры модели, описывающие свойства среды, которые близки к свойствам песчаников, приведены в табл. 1.

#### Таблица 1

	р, г/сm <sup>3</sup> (плот- ность)	К, ГПа (модуль сжатия)	µ, ГПа (модуль сдвига)	Y <sub>0</sub> , МПа (коэф. ко- гезии)	α (коэф. внутреннего трения)	А (коэф. дилатан- сии)
Порода-І	2,2	12,8	5,34	20, 8	0,3; 0,5; 0,65	0,08
Порода-II	2,35	20,0	11,0	8	0,3; 0,5	0,08

Параметры среды

Заметим, что коэффициент Пуассона в породе-I имеет значение  $\nu = 0,317$ , состояние пластичности под действием силы тяжести достигается на глубине около 3,4 км при  $\alpha = 0,3$ , и около 8 км при  $\alpha = 0,4$ . В породе-II, с коэффициентом Пуассона  $\nu = 0,267$  пластичность наступает на глубине менее 2 км при  $\alpha = 0,3$ , чуть более 2,5 км при  $\alpha = 0,4$  и около 4,5 при  $\alpha = 0,5$ .

На начальной стадии деформирования, если сохраняется упругое состояние, напряженно-деформированное состояние слоя соответствует характерной для трещины продольного сдвига форме, когда особенность имеют лишь касательные компоненты тензора напряжений [Райс, 1975]. В результате сдвига вблизи вершины разреза происходит быстрый рост касательных напряжений, ориентированных в горизонтальной плоскости. Соответственно, если величина данных напряжений и скорость их роста при нагружении трещины оказывается значительно больше, чем начальное напряженное состояние, то развитие пластичности и разрушение будет происходить в направлении продолжения трещины. Это соответствует случаю высоких пределов прочности, когда начальное напряженное состояние значительно ниже необходимого для начала пластической деформации. Трещина от заданного разреза будет развиваться вверх, рассекая горизонтальные плоскости. В итоге происходит образование вертикального разлома. Вклад второй компоненты касательных напряжений приводит к образованию наклонных поверхностей нарушений и оперяющих трещин. В итоге, ориентация зон локализации будет определяться суммарным вкладом начального напряженного состояния и напряжениями, обусловленными сдвигом вдоль исходного разреза [Ребецкий, Михайлова, 2011]. Причем, в процессе пластического деформирования меняется напряженное состояние в результате формирования зон локализации [Стефанов, Бакеев, 2012; 2013]. Напряженно-деформированное состояние становится неоднородным, и задача становится трехмерной.

На основе расчетов было выделено несколько типов структур разломов:

1. Вертикальный разлом или серия поверхностей с небольшим (~ 10-15°) углом наклона к плоскости разреза в основании с шероховатостями и оперяющими нарушениями, которые образуют зигзагообразный разлом (рис. 2,а);

 Пространственная структура, состоящая из поверхностей нарушений с углом наклона ~ 40° и более, которую в процессе деформирования рассекает вертикальный зигзагообразный разлом (рис. 2,б);



**Рис. 2.** Три основных типа разломных структур после выхода зон локализации на поверхность. Показано распределение интенсивности неупругой деформации

3. Двойная серия нарушений, в которой образуются две равноценные зоны сдвига (рис. 2, в).

На рис. 2 показаны изоповерхности интенсивности пластической деформации для основных типов разломных структур на этапе, когда зоны локализованного сдвига уже достигли свободной поверхности. В связи со специфической, расширяющейся вверх формой развития деформации нарушения подобного типа, называют «цветковыми» структурами горизонтального сдвига.

Рассмотрим каждую из этих форм и условия их формирования. Первая была получена для породы-I с высокой прочностью ( $\alpha = 0,65$ ,  $Y_0 = 20$  МПа). Напряженно-деформированное состояние в области зон нарушений имеет близкий к заполненным трещинам характер (рис. 3). В результате сдвига, возникают зоны разрежения и дополнительного сжатия. На рис. 3, б показаны изолинии приращения давления относительно начального напряженного состояния. Видно, что разрежение возникает внутри и вблизи концов участков разрушения. Зоны избыточного сжатия сосредоточены между этими участками, где фактически имеет место встречное течение среды. В результате, в данных областях возникают максимальные вертикальные перемещения.

В среде с высокой прочностью при толщине слоя 4 км достаточно хорошо просматриваются нарушения, идущие от исходного надреза в основании к свободной поверхности (рис. 2,а, 3). Между ними, а также с их внешней стороны наблюдаются области повреждений, которые трудно выделить в единую зону или серии поверхностей. Интенсивность деформации и степень поврежденности в них заметно ниже, чем в основных зонах нарушений. Пренебрегая данными областями, удается восстановить поверхности нарушений, которые хорошо вписываются в общепринятые представления об их строении, например, [Hancock, 1985; Sylvester, 1988]. Как правило, определяются пропеллерообразные поверхности, соответствующие R полосам Риделя с углом наклона немногим более 10° на поверхности и чуть большим в горизонтальных сечениях на глубине. Нередко выделяются также сопряженные структуры R, рис. 3,а. В основном, такие сопряженные полосы локализации наблюдаются вблизи свободной поверхности на участках между основными полосами Риделя и имеют угол наклона 70–80° в горизонтальной плоскости. Эти области соответствуют самым высоким значениям



**Рис. 3.** Распределения интенсивности неупругой деформации (*a*) и давления (*б*) в горизонтальном сечении. Толщина деформируемого слоя 4 км, среда-I

давления и наибольшему вертикальному смещению поверхности [Стефанов, 2012]. Причем наблюдался подъем данных участков.

Увеличение толщины слоя заметно изменило картину распределения зон локализации. При тех же параметрах, но толщине слоя Z = 9 км, строение нарушений соответствовало второму типу. Было обнаружено, что происходит парное зарождение зон локализации, которые на ранних этапах напоминают раскрытые створки устрицы, ввиду первоначально округлой формы и смыканию вблизи основания над линией разреза (рис. 4, а). В горизонтальном сечении их угол наклона составлял более  $40^{\circ}$ , что соответствует *T* или *е* линиям отрыва [Hancock, 1985; Sylvester, 1988]. По мере развития происходило некоторое расширение их плоскостей и более значительный рост вверх, к свободной поверхности (рис. 4, б). Таким образом, первичными зонами локализации оказывались Т-е полосы, хотя их классификация остается под вопросом ввиду сложного напряженно-деформированного состояния. Из всего эшелона парных структур до поверхности прорастает только часть из них, а вблизи поверхности происходит слияние «створок», которые принадлежат разным парам (рис. 4, в). По мере роста структур и их приближения к поверхности возникали *R* полосы Риделя. Причем последние формируются вблизи поверхности слоя, сквозь них пробиваются линии магистрального разлома. Итоговая картина, иллюстрирующая строение нарушений после образования магистрального разлома, показана на рис. 2, б.

Похожая структура нарушений была получена в слое толщиной 4 км, для параметров осадочной породы-II, при  $\alpha = 0,5$ . Отличием данного случая является то, что коэффициент Пуассона составляет v = 0,267, что приводит к значению коэффициента бокового отпора  $\xi = 0,364$ . Таким образом, боковые напряжения, действующие в слое, заметно отличались от рассмотренных случаев, где  $\xi = 0,464$ .

Как и в рассмотренном выше случае, от линии разрыва в основании образуются пары створок *T-е* разрывов, которые развиваются несимметрично относительно плоскости разреза. Однако было замечено, что в нижних слоях им предшествовали *R*' полосы локализации, ориентированные почти ортогонально оси



**Рис. 4.** Этапы формирования разломной структуры второго типа. Хорошо прослеживается парное, в виде створок устриц, зарождение и развитие зон локализации. Толщина деформируемого слоя 9 км, порода 1, *а* = 0,5



**Рис. 5.** Структура нарушений после выхода зон локализации на поверхность (*a*) и после образования двух магистральных разрывов (*б*). Толщина слоя 4 км, среда-III, *α* = 0,3

сдвигания при рассмотрении горизонтальных сечений. С образованием T-e разрывов их развитие в виде отдельных полос прекращается. При достижении этими разрывами верхней поверхности R линии нарушений почти не заметны, так как быстро формируется магистральный разлом. В итоге, развитие деформации в T-eразрывах прекращается, в дальнейшем смещение происходит вдоль магистрального разлома. Структура нарушений у поверхности становится достаточно сложной: наряду с указанными зонами в ней можно выделить практически все наблюдаемые в природе типы разрывов T-e, R, L и др. Заметим, что формирующаяся двойная структура нарушений трансформируется в конечном итоге в единый зигзагообразный разлом.

При толщине слоя 4 км для породы-I, с коэффициентом  $\alpha = 0,3$  нижняя часть слоя, перешла в неупругое состояние уже на этапе приложения силы тяжести. При этом величина пластической деформации была существенно меньше критического значения 0,1%, когда начинается разупрочнение. Отличием от предыдущего случая является ярко выраженная несимметрия развития *T-e* поверхностей нарушений (рис. 5, а). Левые и правые створки нарушений, имеющие разный наклон по отношению к вертикали, выходят на свободную поверхность с разных сторон от плоскости исходного разреза. Достигая свободной поверхности, они создают локальные концентраторы напряжений, выстроенные в ряд. Формирование двух магистральных разрывов начинается с поверхности после ее достижения наклонными зонами локализации (рисунки 5, a, 6, б). В итоге образуются две *L* полосы локализации и, в дальнейшем, два магистральных шва, рисунки 5, б, 6, в. Формируется структура третьего типа.

Вид распределения деформации в вертикальном сечении, который показан на рис. 6, в полной мере соответствует принятому названию строения подобных зон нарушений как «цветковые структуры». На рисунке хорошо видны этапы развития зон локализации, а также то, что формирование магистральных разрывов *L* начинается с поверхности после ее достижения наклонными зонами локализации.



**Рис. 6.** Изолинии интенсивности неупругой деформации в вертикальном сечении на разных этапах развития поверхностей нарушений

На рис. 7 показан рельеф, для второго и третьего типов структур нарушений. Хорошо видна итоговая структура свободной поверхности над разломами: сбро-



**Рис. 7.** Рельеф поверхности в увеличенном масштабе при толщине слоя 4 км, (*a*) среда-III,  $\alpha = 0.5$ ; (*б*) среда-II,  $\alpha = 0.3$ 

совый тип в оперяющих зонах локализации, и взрезовый (когда смещения вдоль нарушения почти вертикальны) в центральной части вдоль магистрального разрыва. Для третьего типа, когда наблюдается образование двойного разлома область, лежащая между магистральными зонами локализации (рис. 7, б), испытывает заметные вертикальные смещения.

#### Заключение

Проведенные расчеты показали, что в условиях разрывного горизонтального сдвига основания возможно формирование принципиально различных структур нарушений в осадочном слое. В первом типе основными являются наклонные поверхности Риделя, ориентированные под небольшим углом наклона в горизонтальной плоскости или единая поверхность с шероховатостями и узкой зоной оперяющих структур. Второй и третий типы имеют более сложное пространственное строение, состоят из наклонных поверхностей нарушений, ориентированных под углом ~40° в горизонтальной плоскости по отношению к оси сдвига. После их выхода на свободную поверхность сверху формируется зигзагообразный магистральный разрыв с хорошо выраженными оперяющими зонами разной ориентации или двойной разрыв с оперениями.

Авторы выражают признательность за обсуждение работы и полезные советы Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН), Г.Н. Гогоненкову и А.И. Тимурзиеву (ЦГЭ).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 13-05-98083 Сибирь-а) и Интеграционного проекта СО РАН № 12, а также при частичной поддержке Программы III.23.1. фундаментальных исследований СО РАН на 2013–2016 гг.

## Литература

*Hancock P.L.* Brittle mirotectonics: principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. Vol. 7, No. <sup>3</sup>/<sub>4</sub>. P. 437-457.

Sylvester G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. Vol. 100, No 31. P. 1666-1703.

*Wilkins M.L.* Computer Simulation of Dynamic Phenomena. Berlin–Heidelberg–New York: Springer-Verlag, 1999. 246 p.

Бокун А.Н. Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования // Физика Земли 2009. Т. 45. № 11. С. 69-78.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фунда-мента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–18.

Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир, 1975. С. 166–177.

*Михайлова А.В.* Деформации и напряжения в слое над движущимися блоками фундамента (по результатам математического и физического моделирования) // Физика Земли. 2010. № 5. С. 70-76.

Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35. Вып. 6. С. 1017–1029.

*Райс, Дж.* Математические методы в механике разрушения / Разрушение. Т. 2. Математические основы теории разрушения: пер. с англ. М.: Мир, 1975. С. 204-335.

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 1. Р. 45–67.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упругохрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Формирование полос локализованного сдвига в слое геосреды при разрывном сдвиге основания // Физ. мезомех. 2012. Т. 15. № 2. С. 77–84.

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Ребецкий Ю.Л., Конторович В.А. Структура и стадии формирования разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физ. мезомех. 2013. (в печати)

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А и др. Разломообразование в литосфере: Т. 1. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.

# МОДЕЛЬ ПЛАСТИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ, РАССМАТРИВАЕМАЯ В РАМКАХ ДИФФУЗИОННОГО ПОДХОДА К СЕЙСМИЧНОСТИ

# А.В. Попова<sup>1,2</sup>, О.В. Шереметьева<sup>1,2</sup>

<sup>1,2</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн, с. Паратунка, Камчатский край

<sup>1,2</sup>Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Камчатский край; non-ame@li.ru, olga.v.sheremetyeva@gmail.com

Построена статистическая модель пластических течений в зоне субдукции Курило-Камчатской островной дуги (значения магнитуд 4–7, рассматриваемая область 50°–60° с.ш., 156°–166° в.д., объём выборки 221 событие) с использованием диффузионного подхода по данным каталога тензоров сейсмических моментов [Global CMT Web Page] за период 1976–2005 гг. На основании гипотезы связанности событий в пространственно-временной области и энергетического критерия осуществлено разложение каталога землетрясений на последовательности, каждая из которых представляет собой пластическое течение с определенными пространственными, временными и энергетическими масштабами. Определены основные характеристики полученных течений.

#### Введение

При построении моделей сейсмического процесса широко используются известные пространственные и временные закономерности (закон Гутенберга-Рихтера, закон Омори, эффект Кайзера и др.), позволяющие определить зависимости между сейсмическими событиями [Kagan, Knopoff, 1977; Лукк и др., 1996; Шебалин, 2006; Шевцов, Сагитова, 2012]. Наряду с пространственно-временными характеристиками велутся исследования параметров напряжённо-деформированного состояния среды в сейсмоактивных регионах, в том числе, направлений и скоростей сейсмического процесса [Ризниченко, 1965; Костров, 1975; Ломизе, 1999; Гордеев и др., 2001; Ребецкий, 2007]. Модель, рассматриваемая в данной работе, обобщая результаты, полученные в работах [Shevtsov, Sagitova, 2009; Шевцов, Сагитова, 2012], где осуществлено разложение сейсмического процесса на множество последовательностей, каждая из которых представляет собой процесс марковского типа с определенными пространственно-временными и энергетическими масштабами, расширяет круг критериев за счёт включения критерия направленности, что позволяет рассматривать сейсмический процесс в регионе как совокупность пластических течений различных пространственно-временных и энергетических масштабов. При определении пластических течений использовались такие характеристики как направление и величина смещения вдоль дислокации [Аки, Ричардс, 1983]. Эти параметры характеризуют направленность сейсмогеодинамических процессов в регионе.

Для выполнения исследования на реальном каталоге необходимым условием было наличие в данных каталога параметров, определяющих направление и величину смещения вдоль дислокации [Аки, Ричардс, 1983]. Этим критериям соответствует каталог тензоров сейсмических моментов [Global CMT Web Page]. На примере выборки из данного каталога для зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги за период 1976-2005 гг. (значения магнитуд 4-7, рассматриваемая область 50-60° с.ш., 156-166° в.д., объём выборки 221 событие) построены пластические течения и проанализированы нелокальные деформационные эффекты в них.

#### Описание модели

Сейсмическое событие состоит из дислокационного смещения в очаге и сброса напряжений в области влияния. Диффузионное описание может быть применено к любому из этих двух связанных изменений в среде, если выполняется критерий малости их приращений, а именно, в том случае, когда пространственный масштаб региона, в котором развивается геодинамический процесс, значительно превосходит размер очага землетрясения и радиус области сброса напряжений, и сейсмические события могут рассматриваться как слабые флуктуации [Saichev, Zaslavsky, 1997; Metzler, Klafter, 2000]. Исследования связанности сейсмических событий на основании известных пространственных и временных закономерностей ведутся и в нашей стране [Голицын, 2001; Шебалин, 2005; 2006; Shebalin, 2006; Shevtsov, Sagitova, 2009; Шевцов, Сагитова, 2012], и за рубежом [Kagan, Knopoff, 1977; Kagan, 1994]. Модель направленности хрупкой составляющей пластических деформаций, рассматриваемая в данной работе, является обобщением статистической модели сейсмичности, предложенной в работах [Shevtsov, Sagitova, 2009; Шевцов, Сагитова, 2012], на основании диффузионного приближения, которое может быть применено для сейсмических событий при условии выполнения критерия малости приращений, обсуждавшегося выше. В разрабатываемой нами модели используется идея рассмотрения суммы дислокационных подвижек в некотором объёме для определения скорости и направления пластического течения [Аки, Ричардс, 1983; Ризниченко, 1965; Костров, 1975]. Объединение этих двух подходов позволило построить статистическую модель направленности хрупкой составляющей пластических деформаций (пластических течений) с учетом нелокальных пространственных и временных эффектов.

При построении модели пластических течений в рамках диффузионного подхода была использована схема случайного блуждания по состояниям. Выборка из каталога тензоров сейсмических моментов [Global CMT Web Page] за период 1976-2005 гг. для зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги (221 событие) раскладывалась на непересекающиеся последовательности связанных событий, используя критерии связанности по пространству, времени, энергии и направлению.

Более раннее сейсмическое событие считается инициирующим, если более поздние события попадают в область влияния, определяемую следующими характеристиками инициирующего события [Шевцов, Сагитова, 2012; Попова и др., 2012]:

1. Пространственный масштаб сейсмического события принимается равным радиусу зоны влияния события, определяющейся неоднородностью среды [Добровольский, 2009]:

$$R = 10^{0.43 M_L}$$
(1)

где  $M_L$  – магнитуда Рихтера, которая вычисляется по формуле [Hanks, Boore, 1984]:

$$M_L = \frac{\lg M_0 - 17.0}{1.4}, \qquad (2)$$

где  $M_0$ , Дж·м – сейсмический момент. Выбор пространственного масштаба определялся простотой зависимости радиуса от магнитуды. В качестве такого масштаба могут использоваться и другие определения [Алексеев и др., 2001; Соболев, 2003; Шебалин, 2006; Пережогин и др., 2007].

2. Временной масштаб сейсмических событий вычислялся на основании закона повторяемости Гутенберга-Рихтера и принимался равным отношению временного периода каталога T [дни], по которому определяется закон повторяемости [Попова и др., 2012], к частоте *n* событий с заданной магнитудой, попадающей в промежуток ( $M_L$ -0.1, $M_L$ ]:

$$t = \frac{T}{n} \quad . \tag{3}$$

В область влияния более раннего (инициирующего) сейсмического события попадают события, удовлетворяющие следующим критериям:

1. Временной промежуток между инициирующим и связанным событиями не превышает временной масштаб *t*;

2. Расстояние между гипоцентрами инициирующего и связанного событий не превышает пространственный масштаб *R* инициирующего события;



Рис. 1. Пластическое течение 23



Рис. 2. Пластическое течение 32

3. Угол отклонения направления смещения (подвижки) связанного события от направления смещения инициирующего события не превышает угол при вершине конуса рассеяния (удвоенное среднеквадратическое отклонение) для рассматриваемой выборки [Шипунов, 2000; Попова и др., 2012].

4. Среди совокупности событий, попавших в пространственно-временную область с учётом направления смещения, выбираем событие с максимальной магнитудой (энергией).

Не менее трёх связанных событий образуют пластическое (сейсмотектоническое, квазипластическое [Ризниченко, 1965; Костров, 1975; Ребецкий, 2007]) течение, направление которого определяется направлениями смещений связанных событий. Величины смещений каждого из сейсмических событий, попавших в течение, определяют скорость пластического течения. Непрерывность сейсмического процесса обеспечивается перекрытием зон влияния связанных сейсмических событий.

#### Построение пластических течений

Используя рассмотренный в предыдущем пункте алгоритм поиска связанных событий и метод выделения главной энергетической ветви, из каталога [Global CMT Web Page] выделяются связанные события, образующие пластические течения. Нумерация пластического течения производится по номеру первого события, включённого в течение. Рассматриваемая выборка из 221 события содержит 62% связанных событий, что указывает на наличие эффектов дальних корреляций по пространству (нелокальность) и времени (память), которые в рамках теории пластичности связаны с усилением вязких и хрупких процессов, а с точки зрения статистической теории – это проявления аномальных запаздываний и дальних пространственных корреляций. Изменение свойств среды приводит к смене эффектов и выражается в особенностях блужданий.

Таблица 1.

№	Число событий	Дата начала	Дата окончания	Период времени,	Суммарная энергия, Дж	Средняя энергия, Дж
				годы		
23	10	21.11.82	26.11.05	22,7	$2,8 \cdot 10^{16}$	$2,8 \cdot 10^{15}$
32	12	01.11.84	08.03.05	20,1	$2,9.10^{15}$	$2,4 \cdot 10^{14}$
56	13	18.07.89	13.11.99	10,2	$4,9.10^{14}$	$3,8.10^{13}$
77	10	13.07.92	24.01.99	6,4	$2,4.10^{14}$	$2,4.10^{13}$
90	10	07.01.94	31.03.97	3,2	$7,8.10^{13}$	$7,8.10^{12}$

#### Характеристики пластических течений

№	Средний радиус, км	Максимальный радиус, км	Суммарная подвижка, см	Средняя подвижка,	Средняя скорость течения, см/год
				СМ	
23	250,1	632,5	390	39	17
32	173,5	437,7	276	23	14
56	124,7	328	195	14	19
77	99,7	274,1	140	14	22
90	87,9	209	97	9	31

Представленные в таблице 1 наиболее крупные пластические течения характеризуются временем начала и конца существования, периодом времени существования, средним и максимальным радиусами блуждания, суммарной и средней энергиями, суммарной подвижкой и скоростью. Максимальный радиус блуждания принимался равным наибольшему расстоянию между гипоцентрами событий в течении, а средний – это усреднённое расстояние между парами гипоцентров событий, входящих в течение. Скорость течения определялась как отношение суммарной подвижки к периоду времени существования течения. Полученные течения изображены на рисунках 1–5, где используются следующие обозначения: 1 – ось крупнейших разломов, 2 – оси глубоководных желобов: Курило-Камчатского (К-К) и Алеутского (А), жирной стрелкой показано направление пластического течения.

Течение 23, определяемое десятью событиями и имеющее наибольшую суммарную энергию, является главной энергетической ветвью, охватывающей временной период 22,7 года и всю рассматриваемую область (рис. 1). Течение 32 – это его подструктура, занимает практически ту же пространственно-временную область (рис. 2), что и главная ветвь, но имеет меньшую суммарную энергию. Подструктурами меньших энергий течения 32 являются течения 56, 77, 90 (рисунки 3–5).

Порядок значений скоростей течений составляет 10 см/год и характерен для скорости движения литосферных плит, но превышает среднее значение 8 см/год для рассматриваемого региона. Вычисленные главные направления течений, проекции которых изображены жирной стрелкой в верхних частях рисунков, имеют северо-западную ориентацию [Ломизе, 1999; Гордеев и др., 2001].

Как видно на рисунках 1–5, случайное блуждание реализуется неравномерно: топтания в ограниченной области сменяются длинными пролетами, то есть реализуются эффекты ближних и дальних корреляций. Смена режимов блужданий, как было сказано выше, может быть связана с изменением характеристик течения, то есть свойств среды и напряжений, которые проявляются в нелокальных свойствах блужданий [Шевцов, Сагитова, 2009]. Топтания на месте с возвратами связаны с памятью в системе и проявляются в афтершоках (закон Омори), акустическом затишье (эффект Кайзера) и сейсмических брешах [Федотов, 1968], а длинные пролеты обусловлены нелокальностью и проявляются при формировании трещин или разломов [Shebalin, 2006]. Аномальное поведение блужданий является характерным признаком их статистической связанности, а смена режимов блужданий говорит об изменениях свойств среды и напряжений.

Полученные результаты согласуются с результатами работы [Шевцов, Сагитова, 2012] для этого же региона, основанной на каталоге землетрясений Камчатского филиала Геофизической службы РАН за период с 1 января 1962 по 31 декабря 2002 гг. без ограничений на координаты событий с энергией не меньше 9 класса. В сравнении с работой [Шевцов, Сагитова, 2012] можно отметить увеличение процента связанных событий, что подтверждает вывод о влиянии фильтрации каталога на связанность. Фильтрация приводит к утрате деталей истории сейсмического процесса. Удаление из каталога малых энергетических классов эквивалентно сглаживанию. В нашей работе рассмотрены крупные события (магнитуды 4–7), что привело к увеличению числа связанных событий. Если оставить только самые крупные события в каталоге, то можно предположить, что все они окажутся связанными.



Рис. 3. Пластическое течение 56



Рис. 4. Пластическое течение 77



Рис. 5. Пластическое течение 90

#### Выводы

Основными результатами работы являются построенная статистическая модель пластических течений в рамках диффузионного подхода и реализация модели на выборке данных каталога тензоров сейсмических моментов [Global CMT Web Page] для зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги. Нелокальные свойства и свойства памяти сейсмического процесса проявляются в дальней пространственно-временной связанности событий (62% связанных событий в выборке из 221 события). Каждое пластическое течение определяется совокупностью направлений смещений сейсмических событий. Направления полученных течений имеют северо-западную ориентацию и порядок значений средних скоростей составляет 10 см/год, что согласуется с данными [Ломизе, 1999; Гордеев и др., 2001]. Специфика каждого течения определяется особенностями случайных блужданий, где ближние пространственные корреляции сменяются дальними и характеризуют усиление хрупких процессов или свойства упрочнения среды.

Работа выполнена по Программе ОФН РАН IV.10 «Фундаментальные основы акустической диагностики искусственных и природных сред» и при поддержке Минобрнауки РФ по "Программе стратегического развития КамГУ им. Витуса Беринга".

# Литература

*Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология // Теория и методы. Том 1. М.: Мир, 1983, 519 с.

Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. М.: ГЕОС, 2001. Вып. 32. С. 81-97.

*Голицын Г.С.* Место закона Гутенберга-Рихтера среди других статистических законов природы // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. М.: ГЕОС, 2001. Вып. 32. С. 138-161.

Гордеев Е.И., Левин В.Е., Бахтияров В.Ф., Гусев А.А., Павлов В.М., Чебров В.Н., Касахара М. Предварительный анализ перемещений станций GPS на Камчатке: скорости плит и геодезический предвестник землетрясения // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. П.-К.: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 82-94.

Добровольский И.Р. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 236 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 173 с.

*Ломизе М.Г.* Вулканическое кольцо тихого океана // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 9. С. 59-66.

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

Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Сагитова Р.Н., Водинчар Г.М. Моделирование зон геоакустической эмиссии // Математическое моделирование. 2007. Т. 19, № 11. С. 59-64.

Попова А.В., Шереметьева О.В., Сагитова Р.Н. Анализ параметров выборки данных Global CMT catalog для построения статистической модели сейсмического процесса на примере зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. 2012. Т. 5, № 2. С. 23-32.

*Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.

*Ризниченко Ю.В.* О сейсмотектоническом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965. С. 56–63.

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

Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.

Шебалин П.Н. Цепочки эпицентров как индикатор возрастания радиуса корреляции сейсмичности перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 3-15.

Шебалин П.Н. Методология прогноза сильных землетрясений с периодом ожидания меньше года // Алгоритмы прогноза землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 37. М.: ГЕОС, 2006. С. 5-180.

Шевцов Б.М., Сагитова Р.Н. Диффузионный подход в статистическом анализе сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 56-66.

Шипунов С.В. Статистика палеомагнитных данных. М.: ГЕОС, 2000. 80 с.

Global CMT Web Page http://www.globalcmt.org/

Hanks T.C., Boore D.M. Moment-magnitude relations in theory and practice // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N B7. P. 6229-6235.

Kagan Y., Knopoff L. Earthquake risk prediction as a stochastic process // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. Vol. 14. P. 97-108.

*Kagan Y.Y.* Observational evidence for earthquakes as nonlinear dynamic process // Physica D. 1994. Vol. 77. P. 160-192.

*Metzler R., Klafter J.* The random walk's guide to anomalous diffusion: a fractional dynamics approach // Physics Reports. 2000. Vol. 339. P. 1-77.

Saichev A.I., Zaslavsky G.M. Fractional kinetic equations: solutions and applications // Chaos. 1997. Vol. 7(4). P. 753-764.

*Shebalin P.N.* Increased correlation range of seismicity before large events manifested by earthquake chains. // Tectonophysics. 2006. Vol. 424. P. 335-349.

Shevtsov B.M., Sagitova R.N. Statistical analysis of seismic processes on the basis of the deffusion approach // Doklady Earth Sciences. 2009. T. 426, № 1. P. 642-644.

# ВАРИАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

# О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ ФОН

# В.В. Адушкин, С.А. Рябова, А.А. Спивак, В.А. Харламов

#### Институт динамики геосфер РАН, Москва

Приведены и анализируются данные инструментальных наблюдений за вариациями геомагнитного поля и сейсмических колебаний на поверхности земной коры, выполненных на Геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево» ИДГ РАН. Приводится статистика магнитных бурь с внезапным началом (SSC-события) и внезапных геомагнитных импульсов (SI-события) за период 2008–2012 гг. Показано, что для геомагнитных вариаций типа SSC и SI наблюдаются повышенные амплитудные вариации сейсмического фона в частотном диапазоне 0,01–0,1 Гц. Установлена количественная зависимость между максимальной амплитудой вариации среднеквадратической скорости колебаний в сейсмическом фоне и амплитудой геомагнитных вариаций.

#### Введение

Единство и взаимодействие геосфер Земли определяется взаимодействием и преобразованием геофизических полей. Здесь 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, механоэлектрическими и другими геодинамическими свойствами, то 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, преобразованием энергии между этими полями. Можно предполагать также, что интенсивность такого преобразования энергии определяется свойствами среды. То есть, по известным параметрам, характеризующим энергообменные процессы между геофизическими полями, можно оценивать интересующие нас свойства самой среды.

Эта 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:

 картирование зон с аномальными свойствами (разломы, карстовые пустоты, залежи полезных ископаемых и т.д.);

 ранжирование участков разломных зон и земной коры по степени геодинамической активности;

 установление изменений геодинамической активности либо даже структуры исследуемого участка земной коры со временем.

На настоящем этапе исследований нас заинтересовало взаимодействие магнитного поля земли и микросейсмических колебаний в континентальной земной коре. Была поставлена задача исследования возможной связи между геомагнитными возмущениями на земной поверхности и 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].

#### Используемые данные и методика их обработки

Исследования выполнялись с использованием результатов синхронной регистрации геомагнитных вариаций и сейсмических колебаний на среднеширотной Геофизической обсерватории (ГФО) "Михнево" ИДГ РАН (54,959°N; 37,766°E) [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, 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 сейсмоприемников CM-3KB и STRECKEISEN STS-2. Сбор и накопление данных проводилось с помощью программируемых регистраторов QUANTERRA-380 и REFTEK-72F-08. Результаты регистрации сайте геофизических полей размещены на ИЛГ PAH [idg-copmp/chph/ras/ru/~mikhnevo/data/].

Предварительно, с помощью разработанной ранее методики [Горюнов и др., 2003], было установлено отсутствие наводки на электрические контуры сейсмоприемников при магнитных вариациях амплитудой до 5 мкТл, что более, чем на 2 порядка превышает амплитуду исследуемых геомагнитных вариаций. Лабораторные 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. Фотография сборки мощного источника магнитного поля и проверяемых сейсмометров приведена на рис. 1. Для создания переменного магнитного поля использовалась тиристорная схема с запуском от генератора специальных импульсов Г-5-15 [Горюнов и др., 2003].

С целью приведения данных к эквидистантному виду и восстановления данных в пропусках и "выбросах" в настоящей работе использовались как простые методы (исключение строк с наличием пропусков, заполнение пропусков средними (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], дискретно временного преобразования Фурье [Россиев, 1998] и сплайнинтерполяции 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



**Рис. 1.** Общий вид лабораторного эксперимента по проверке воздействия магнитного поля на сейсморегистраторы СМ–3 КВ (слева) и STS–2 (справа). 1 – источник вариаций магнитного поля (катушка с током)

Котельникова, преобразования Фурье и сплайн-интерполяции); 2) создание неравномерной временной сетки, что дает бо́льшую 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 определялись как среднеквадратическое за период 1–2 часа, 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 *В* принимала значение от 20 до 300 нТл при скорости изменения магнитного поля в диапазоне 20–600 нТл/час. Амплитудные вариации сейсмического фона характеризовались максимальной среднеквадратичной амплитудой скорости колебаний  $V_m$  за вычетом тренда.

## Фоновые вариации геофизических полей на ГФО "Михнево"

Предварительно исследовались фоновые характеристики геомагнитных вариаций (в отсутствие значимых возмущений и магнитных бурь) и сейсмического фона. Обработка и анализ данных регистрации показал, что амплитудные характеристики и периодичности вариаций сейсмического фона совпадают с установленными ранее [Спивак, Кишкина, 2004], а характер суточного хода геомагнит-



**Рис. 2.** Пример суточного хода напряженности магнитного поля на ГФО "Михнево" в отсутствие геомагнитных вариаций 19.09.2011 г.

ного поля в эти периоды практически не зависит от времени года и характеризуется наличием небольшого уменьшения магнитной индукции поля в первой половине мировых суток, в основном, за счет  $S_q$ -вариаций (рис. 2). При этом амплитуда этих вариаций не превышает 20–30 нТл при скорости изменения геомагнитного поля в диапазоне 1–3 нТл/час.

#### 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 сейсми-



**Рис. 3.** Геомагнитные вариации разного типа в периоды магнитных бурь. *a* – 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

ческого 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; 3) внезапный одиночный импульс на фоне сформировавшихся локальных гео-

магнитных 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.

В качестве примера на рис. З приведены геомагнитные вариации, характерные для перечисленных выше 3-х случаев (представлена основная  $B_x$  компонента в направлении на географический север).Здесь следует отметить, что в настоящей работе наряду с событиями, для которых станционный индекс геомагнитной активности  $K \ge 4$ , и которые традиционно 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 событий с разными значениями индекса K, как это следует из данных табл. 1, заметно пересекаются.

Таблица 1

Относительная амплиту,	да внезапного	геомагнитного	импульса для событий
с разным	станционным	индексом лока	льным К

К	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.

# Результаты сопоставления синхронных вариаций сейсмического фона и геомагнитных вариаций на ГФО "Михнево"

Обработка и анализ данных синхронных наблюдений за геомагнитными вариациями и амплитудой сейсмического фона показывают, что во время импульсных вариаций магнитного поля 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



**Рис. 4.** Примеры вариаций сейсмического фона (*A*) в период геомагнитных возмущений (начало обозначено вертикальными не залитыми 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

спектральный анализ свидетельствует о том, что отклик сейсмического фона на геомагнитные вариации наблюдается в основном в частотном диапазоне 0,01–0,1 Гц и редко в диапазоне частот 0,001–0,1 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. 4.

С целью установления количественного соответствия между вариациями сейсмического фона и геомагнитными вариациями анализировалась выборка из 32-х 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 определяется, приведен на рис. 5. Результат прямого сопоставления геомагнитных и амплитудных вариаций сейсмического фона для одного из событий приведен на рис. 6 (для анализа привлекались вариации горизонтальной, как основной информативной компоненты *B*).

Итоговые результаты сопоставления амплитуд геомагнитных вариаций и вызванных вариаций сейсмического фона приведены на рис. 7. Из данных рис. 7 хорошо видно, что более сильным геомагнитным вариациям соответствуют более интенсивные вариации скорости колебаний сейсмического фона. При этом существенно, что в диапазоне 20–100 нТл величина отклика микросейсмического поля растет практически линейно с величиной *B*, а затем, по мере увеличения



**Рис. 5.** Пример сопоставления вариаций горизонтальной компоненты вектора геомагнитных вариаций (верхняя панель) и наведенных вариаций сейсмического фона (нижняя панель) за 29.04.2011 г.

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:

$$V_m = 0.35 \left\{ 1 - e^{-0.007 B} \right\}$$
 мкм/с,

где В 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  $\rho \le 0,01$ ).



Рис. 6. Пример синхронных вариаций относительной амплитуды внезапного геомагнитного импульса (верхняя панель) и скорости колебаний в микросейсмическом фоне *A* (нижняя панель) на ГФО «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 .7.** Зависимость между среднеквадратичной амплитудой вариаций сейсмического фона  $V_m$ , наведенных в период геомагнитных вариаций с амплитудой горизонтальной составляющей *В*
### 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 [Moddleton, 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 коррелированны 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. 8 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 механизмов передачи энергии между магнитным полем и полем микросейсмических колебаний.

### Заключение

Для понимания характера взаимодействия магнитного и микросейсмического полей необходимо сделать некоторые энергетические оценки. При том, что плотность энергии магнитного поля Земли, составляющая ~  $10^{-3}$  Дж/м<sup>3</sup>, намного превосходит плотность энергии сейсмического фона (~  $10^{-11}$  Дж/м<sup>3</sup>), плотности энергии геомагнитных вариаций и вызванных вариаций сейсмического фона сравнимы между собой (и та и другая величина для наблюдаемых амплитуд вариаций принимают значения в интервале  $10^{-10}$ – $10^{-8}$  Дж/м<sup>3</sup>). Это свидетельствует о триггерном характере рассматриваемого эффекта, связанного с возможным воздействием геомагнитных вариаций на сейсмический фон.



**Рис. 8.** 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

Полученные в настоящей работе данные демонстрируют наличие связи между амплитудой геомагнитных вариаций и вероятным откликом сейсмического фона в конкретных условиях ГФО "Михнево". 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.

Исследования выполнены по Программе № 8 Отделения наук о Земле РАН «Взаимодействие геосфер: геофизические поля и массоперенос» при поддержке Совета по грантам при Президенте РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-203.2012.5.

## Литература

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., 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.

Барсуков О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // Физика Земли. 1991. № 12. С. 93–97. Горюнов Б.Г., Кабыченко Н.В., Павлов Д.В., Свинцов И.С. Реакция электродинамических сейсмопремников на внешние магнитные поля // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. М.: ИДГ РАН, 2003. С. 361–364.

Загоруйко Н.Г. Методы распознавания и их применение. М.: Сов. радио, 1972. 216 с.

Злоба Е., Яцкиев И. Статистические методы восстановления пропущенных данных // Computer Modelling & New Technologies. 2002. Vol. 6, № 1. Р. 51-61.

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

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.

Россиев А.А. Моделирование данных при помощи кривых для восстановления пробелов в данных // Методы нейроинформатики / Под ред. А.Н. Горбаня. Красноярск: КГТУ, 1998. С. 6-22.

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

Спивак 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.

Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах// Физика Земли. 2010. №4. С. 55-66.

*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.

Хайкин С. Нейронные сеты: полный курс. М.: "Вильямс", 2006. 1104 с.

Экология человека в изменяющемся мире / Н.А. Агаджанян, С.И. Александров, О.И. Аптекаева и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 670 с.

idg-copmp/chph/ras/ru/~mikhnevo/data/

*Middleton G.V.* Data analysis in the Earth sciences using MatLab // New Jersey: Prentice Hall Upper Saddle River, 2000. 246 p.

# ОТ НАБЛЮДЕНИЙ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИ ЗОНДИРОВАНИИ КОРЫ МОЩНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ ТОКА К МОДЕЛЯМ ЭЛЕКТРОМЕХАНИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ГЕОСРЕДЕ

# Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев

### Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Представлены новые данные об особенностях потока слабых сейсмических событий, которые регистрируются на территории Северного Тянь-Шаня. Эти вариации коррелируют, с задержкой по времени, с воздействиями мощных импульсов тока при зондировании земной коры. Обсуждаются ключевые элементы физической модели, объясняющей наблюдения стимулирования слабой сейсмичности импульсами электрического тока.

#### Введение

В связи с вопросом о влиянии электромагнитных зондирований земной коры на режим слабой сейсмичности в настоящей работе продолжен анализ особенностей потока сейсмических событий, зарегистрированных на территории Северного Тянь-Шаня, Киргизия. На этой территории (Бишкекском геодинамическом полигоне, БГП) такие зондирования проводились в 80-х годах прошлого века с применением мощных геофизических МГД-генераторов, а позднее – с помощью обычного электроимпульсного источника: установки ЭРГУ-600. Вопрос о воздействии на среду мощных источников тока представляет интерес и для обсуждения перспектив использования электромагнитных зондирований для развития средств активного мониторинга в других сейсмически опасных регионах, в частности, на территории о. Сахалин и Курильских о-вов. В предшествующих работах были представлены основные результаты, свидетельствующие о некотором приросте сейсмической активности под влиянием разрядов геофизических МГДгенераторов в 1983–1989 гг. [Тарасов и др., 1999; Смирнов, Завьялов, 2012; Chelidze et al., 2006] и некоторых режимов зондирований электроимпульсного конденсаторно-тиристорного источника ЭРГУ-600-2 в 2000-2005 гг. [Богомолов и др., 2006, 2011; Сычев и др., 2010, 2010 а; Смирнов, Завьялов, 2012]. В этих работах освешены с достаточной полнотой вопросы методики экспериментальных зондирований и адаптации методов обработки сейсмологических данных применительно к анализу "откликов" на внешние воздействия. В данной работе сведено к минимуму описание постановки эксперимента с зондированием коры БГП однополярными импульсами тока, имеющими повышенную энергию и длительность. Внимание сфокусировано, в основном, на тех особенностях потока сейсмических событий, которые могут характеризовать эффект биполярных импульсов тока, применяемых для зондирований в период воздействий токовых импульсов. Поясним выбор задачи для данной работы.

В большинстве работ биполярные импульсы установки ЭРГУ-600-2 не рассматривались в качестве воздействий, которые могут оказывать триггерное влияние на сейсмичность. Выделить эффекты, связанные с биполярными импульсами, значительно сложнее, чем отклики на пуски МГД-генераторов или экспериментальные зондирования однополярными импульсами. Дело в том, что зондирования для мониторинга кажущегося сопротивления проводятся уже более 25 лет (каждый рабочий день по 6 сеансов длительностью около 15 минут, [Волыхин и др., 1993]). Тем не менее, в недавних работах [Сычев и др., 2010 а; Богомолов и др., 2011] обращено внимание на некоторое перераспределение слабой сейсмичности (нарушение равномерного случайного распределения во времени), которое может быть признаком влияния биполярных импульсов. Представляется важным вновь проанализировать этот вопрос и в связи с тем, что в докладах на 2-м Всероссийском семинаре-совещании "Триггерные эффекты в геосистемах" были представлены новые данные о стимулирующем влиянии зондирований в период после 2006 г. (проводимых в режиме биполярных импульсов) [Закупин, 2013; Тарасов и др., 2013].

#### Методика и результаты исследования

В качестве исходного материала использовался региональный сейсмический каталог, составленный по данным цифровой сети KNET, работающей в режиме реального времени. Для исследования была выбрана территория в пределах 41,5-43,5° с.ш., 73–77° в.д. (зона БГП), где чувствительность сети КNET достаточна для регистрации событий энергетических классов по Раутиан К ≥ 7 (Магнитуды не менее 1,7) практически без пропусков. В течение 2000–2005 гг. было проведено 53 экспериментальных сеанса, в которых моделировалось воздействие импульсов МГД-генератора. В каждом эксперименте на первичный (возбуждающий) диполь подавалось 200 однополярных прямоугольных импульсов, генерируемых источником ЭРГУ-600-2 с интервалом в 1 минуту, длительностью – 5, 10 или 20 с. Расписание зондирований было следующим: первые 36 экспериментальных сеансов проведены раз в 35 суток в середине рабочей недели (обычно по средам), далее 17 сеансов – раз в 49 суток. После 2005 г. проводились только зондирования биполярными прямоугольными импульсами с периодом 10 с [Богомолов и др., 2006; Сычев и др., 2010]. Расписание зондирований учитывалось при статистическом анализе параметров сейсмичности.

Основной характеристикой сейсмической активности можно считать суточное число событий, произошедших на изучаемой территории, с энергиями, соответствующими представительному диапазону энергетических классов. Стоит отметить, что метод совмещения окон наблюдений с суммированием суточного числа событий оказался весьма эффективен для выделения закономерных вариаций (откликов) на фоне флуктуаций [Тарасов и др. 1999; Сычев и др., 2010]. Поэтому он используется и в данной работе.

По имеющемуся сейсмическому каталогу сети КNET возможна лишь косвенная проверка эффекта зондирований с ЭРГУ-600-2, из-за того, что эти зондирования начали проводиться в БГП с конца 80-х, то есть до создания сети KNET. Один из косвенных методов основан на известном эффекте нелинейной синхронизации периодов различных процессов, слабо связанных друг с другом. Ежедневный, кроме выходных и праздничных дней, режим зондирований биполярными импульсами, фактически означает недельную модуляцию вклада энергии в земную кору. Выявление недельной периодичности во временном распределении сейсмичности и ее синхронизации с "мониторинговыми" зондированиями может свидетельствовать о влиянии таких зондирований. Остановимся на этом вопросе. Периодичность биполярных зондирований (их удобно называть обычными, в отличие от экспериментальных, однополярных [Сычев и др., 2010]) составляет 7 дней. В соответствии с этим рассмотрим распределение количества событий по семи 24-часовым интервалам, привязанных к локальному времени суток (начало интервала – 0 часов). Поставим в соответствие первый интервал – понедельникам, а последний – воскресеньям. С учетом того, что сейсмический фон на рассматриваемой территории меняется достаточно слабо и составляет 1–2 события в день [Богомолов и др., 2011], для когерентного суммирования количества событий в недельных окнах важно использовать данные за достаточно большой промежуток времени. Кумулятивные распределения строились по данным каталога сети КNET для территории БГП за 1997–2007 гг., однородность которого проверялась наиболее тщательно.



**Рис. 1.** Распределения по дням недели количества событий на территории БГП (а) и территории, выбранной для сопоставления (б). Расположение сопоставляемых территорий БГП и КАЗ (в)

На рис. 1,а приведена кумулятивная диаграмма сейсмичности, построенная по территории БГП. Учитывались только события представительных классов (К = 7–12). Разброс между максимальным и минимальным значениями числа событий значителен (более 20%), средний же уровень за неделю составляет ~ 350 событий в сутки. Максимум на кумулятивном графике приходится на вторник – на второй день с зондированиями после выходных. Заметно снижение сейсмичности к выходным дням, продолжающееся и в понедельник. Этот результат воспроизводится при исследовании различных выборок событий: по территории вокруг источника, энергетическим классам и др. [Богомолов и др., 2011].

Для проверки того, проявляется ли в других регионах Тянь–Шаня максимум сейсмичности в начале рабочей недели, была исследована другая область, находящаяся в пределах 42,5÷44,5° с.ш. и 78÷82° в.д. (рис. 1,в). Для ее анализа использовался каталог Института сейсмологии МОН Республики Казахстан за период 1998–2006 гг. Площадь территории сравнения (КАЗ, рис. 1 в) и число событий, зарегистрированных в ее пределах, примерно такие же как для БГП. На рис. 1,6 представлено полученное для области сравнения КАЗ кумулятивное распределение сейсмичности по дням недели. Оно имеет один максимум событий на шестой день недели. В отличие от случая на рис. 1,а (для БГП) максимум в середине недели отсутствует. Такое различие между недельными распределениями сейсмичности на территории БГП и другого региона можно связывать с зондированиями, проводимыми в БГП по рабочим дням для мониторинга кажущегося сопротивления (прирост выпадает на следующие сутки после начала очередного цикла зондирований).

Для того чтобы проверить эту гипотезу еще одним способом, можно попытаться найти отличия от среднего (уменьшение) такого параметра, как суточное число событий в периоды, когда зондирования не проводились в течение трех и более суток. Наличие таких исключительных периодов связано с календарными особенностями праздничных дней ("длинные" выходные), а также с ремонтом установки ЭРГУ-600-2 и питающего диполя. Рассмотрим период 2006–2010 гг., в течение которого экспериментальные зондирования однополярными импульсами уже не проводились. В течение 1190 рабочих дней (с обычными зондированиями) на территории БГП зарегистрировано 698 событий, среднее число событий в сутки  $N_1 = 0,59$ . На этот период пришлось 69 интервалов без зондирований дли-



**Рис. 2.** Наблюдаемое количество землетрясений в сутки (столбцы с заливкой). Паузы в работе ЭРГУ-600-2 отмечены рамкой

тельностью 3 или 4 суток. Общее количество суток в таких интервалах – 298, а полное число событий – 109. Таким образом, среднесуточное число событий при перерывах в зондированиях  $N_2 = 0,37$ , что существенно меньше значения  $N_1$ . На рис. 2 показаны примеры временной зависимости числа событий в сутки, демонстрирующих уменьшение числа событий или полное их отсутствие в дни с подобными паузами. Всего отмечено более 30 случаев такого уменьшения N во время трехсуточных и более перерывов в зондированиях.

Таким образом, по данным сейсмичности косвенно проявляется определенное влияние зондирований биполярными симметричными импульсами ЭРГУ 600-2. Наблюдения реакции среды на такие зондирования по данным САЭ [Закупин, 2013] и локальной сейсмичности могут дополнять друг друга (в обоих случаев прирост активности в начале недельного цикла зондирований). Ранее отмечалось, что среда чувствительна к однополярным токовым импульсам, [Богомолов и др., 2006; Сычев и др., 2010 а], которые использовались при экспериментальных зондированиях в 2000–2005 гг., причем, вклад энергии в земную кору был увеличен по сравнению с обычными (биполярными) сеансами. Вклад энергии в отдельном сеансе при зондированиях в биполярном режиме, по-видимому, соответствует околопороговому уровню воздействия.

# Новая физическая модель

Один из конкретных механизмов, описывающий прямое и обратное преобразование, – сейсмоэлектрический (электросейсмический) эффект при смещении проводящего флюида в коллекторах относительно скелетного вещества. Но не исключено, что роль явлений электрокинетики в механизме ЭМ воздействий на среду преувеличивалась. Об этом может свидетельствовать пример термодинамически "замкнутой" системы [Ландау, Лившиц, 1982], в которой электрокинетика не приводит к возникновению градиента давления (вопреки распространенным представлениям). Рассмотрим, следуя [Григоров, 1973], особенности электроосмоса. Причина движения – электрическое поле вынуждает смещаться ионы,



**Рис. 3.** Схема стационарного течения, вызванного потоком ионов в случае широких капилляров, с возникновением обратного потока у стенки (а), и потока в узких капиллярах (b), когда из-за адсорбции (трении о стенки) движение у стенок исключено

имеющиеся в избытке в наружной части пристеночного слоя и у самой стенки. Если ионы, находящиеся у стенки и образующие обкладку двойного слоя не перемещаются, возникает перепад давления (рис. 3,а). Это случай очень высокой вязкости либо трения о стенки. В геоэлектрике, как правило, принимается модель рис. 3,а. Другой случай реализуется, когда у стенки возникает встречный поток (изза избытка ионов другого знака, с внутренней стороны двойного слоя, рис. 3,6 при одном и том же направлении поля Е). Показанная на рис. 3,6 структура течения поясняет, почему в этом случае может не возникает в середине капилляра. У самой стенки нет движения жидкости и, значит, нет передачи давления в твердую фазу (то есть электромеханическое преобразование затрагивает только жидкость). С этой точки зрения основная роль электрокинетики в механизме электростимулирования сейсмичности, вероятно, сводится к усилению переноса жидкости, что приводит к разупрочнению за счет эффекта Ребиндера.

Альтернативой традиционным моделям электрокинетики может быть новая модель, формулируемая по аналогии с другими средами, содержащими заряженные частицы. И в физике плазмы (случай ионизированных газов), и в микроэлектронике (случай полупроводников с электронно-дырочными носителями зарядов) известен эффект возбуждения колебаний электрическим током. Для плазмы полупроводников известен эффект возбуждения колебаний электрическим током, то есть акустоэлектронное усиление звуковых волн [Красильников, Крылов, 1984]. Это происходит, если средняя направленная скорость пучка электронов, пропорциональная плотности тока, *j*, больше тепловой скорости ионов. Аналогичный эффект возбуждения ионно-звуковых волн пучком электронов имеет место и в газоразрядной плазме. Сопоставление с эффектом Вавилова-Черенкова указывает на общность возбуждения волн в среде при движении в ней объектавключения (неоднородности) со скоростью выше фазовой скорости волны. Ну а влияние колебаний на высвобождение накопленной энергии и трещинообразование в геосреде хорошо известно. Если вибрации из жидкой фазы передаются в скелетное вещество, то ими естественно объяснять механизм воздействия импульсов ЭМ поля на геосреду: сначала происходит преобразование энергии ЭМ поля в энергию колебаний или упругих волн, затем наступает каскадная активация трещинообразования: от наименьших размеров до магистрального разрыва и сейсмической подвижки. Важно, что такая модель может качественно объяснить эффект от зондирований биполярными импульсами.

Рассмотрим возможность реализации первой стадии такого эффекта при зондированиях земной коры мощными импульсами тока от МГД-генераторов или генераторной установки ЭРГУ-600-2. Плотность токов в электролите в поротрещинном пространстве при зондированиях заведомо меньше ионного тока насыщения, даже вблизи первичного диполя. При этом средняя токовая скорость всегда меньше звуковой, и, казалось бы, модель неприменима. Однако в теории Френкеля-Био, и ее новых версиях [Pride, Haartsen, 1996] показано, что в пористых средах, насыщенных жидкостью и паром, могут возбуждаться волны, скорость которых значительно меньше скорости обычного звука  $v \sim 50$  м/с. Такие волны интерпретируются как нестационарная фильтрация или бегущее возмущение порового давления [Уайт, 1986]. Волны с еще меньшей скоростью могут распространяться в системах с узкими водозаполненными каналами, это так называемые интерфейсные волны [Виноградов, 2011, Ferrazzini, Aki, 1987; Hong, Hovem, 2011]. Простейшим примером интерфейсных волн является волна Рэлея на поверхности жидкости, скорость распространения которой,  $v_R = (gh)^{1/2}$  может быть весьма малой при тонком слое жидкости, h (v<sub>R</sub> составляет около 0,1 м/с для слоев с  $h \sim 1$  мм). Согласно расчетам [Виноградов, 2011, Ferrazzini, Aki, 1987], скорость интерфейсных волн в среде с узким каналом может быть того же порядка или меньше, то есть несколько см/с. Для таких скоростей вполне возможен эффект "накачки": двигаясь со средней токовой скоростью ионы догоняют "медленную" интерфейсную волну и передают ей часть своей энергии (то есть подземный аналог эффекта Вавилова-Черенкова).

В условиях водонасыщенных породных массивов обратное преобразование энергии (по отношению к эффекту типа Вавилова-Черенкова) представляет собой разновидность сейсмоэлектрического эффекта: генерация электрических токов и полей при смещении флюидов относительно стенок коллекторов. Наиболее известны проявления этого эффекта при взрывах. Вполне вероятно, что именно этот эффект может объяснять недавние наблюдения возникновения аномалий естественного электрического поля земли над залежью метана (в зоне, где имеется градиент обводненности) перед сильными землетрясениями в радиусе 500 км [Паровышный и др., 2011]. Действительно, пластические деформации на заключительной стадии подготовки землетрясения, а также форшоки могут сопровождаться более интенсивным перетеканием воды в некоторой геофлюидной системе.

Проведем численную оценку пороговой плотности тока,  $j_0$ , соответствующей скорости волны ~  $10^{-2}$  м/с. Для однозарядных ионов при их концентрации  $n_i$  в растворе порядка  $10^{18}$   $1/m^3$  это значение составляет

$$j_0 = e n_i v_R \sim 2 \ 10^{-3} \ \text{A/m}^2 \tag{1}$$

Такая плотность тока может достигаться при проведении зондирований вблизи источника – первичного диполя. Эффекту способствует естественная концентрация инжектируемых в землю токов в каналах с жидкостью, образованных полостями трещин. Для оценки удаленности от источника, при которой еще может выполняться условие  $j \ge j_0$  (критерий эффекта возбуждения волн), воспользуемся формулами, описывающими напряженность электрического поля первичного (электроразведочного) диполя в приближении однослойной модели электросопротивления среды [Колесников, 2007]. В этом приближении зависимость абсолютной величины напряженности поля, |E| от расстояния до центра диполя описывается формулой

$$|E| = I \kappa_0 L / (2 \pi r^3), \qquad (2)$$

где I – сила тока в диполе,  $\kappa_0$  – среднее удельное сопротивление среды, L – расстояние между полюсами диполя; r – расстояние между пунктом измерения и центром диполя.

В водозаполненной трещине, простирающейся параллельно направлению электрического поля, напряженность E можно считать равной (2), в силу непрерывности компоненты поля E, параллельной поверхности раздела жидкости – твердая фаза. При этом плотность тока в жидкости определяется просто как  $j = |E|/\kappa$ 

Следовательно, условие  $j \ge j_0$  может выполняться для расстояний от источника, не превышающих радиус  $r_b$ , который имеет смысл радиуса эффективного влияния зондирующих импульсов и равен

$$r_{I} = \left[ (\kappa_{0} / \kappa) I L / (2\pi j_{0}) \right]^{1/3}$$
(3)

При подстановке значений параметров из работ [Богомолов и др., 2006; Сычев и др., 2010, 2010 а], соответствующих экспериментальным зондированиям на Бишкекском полигоне: I = 600 A,  $L \approx 4200$  м, величины  $j_0$  из (1) и характерного значения отношения кажущегося удельного сопротивления к удельному сопротивлению жидкости  $\kappa_0/\kappa \sim 10^6$ , формула (3) дает оценку  $r_1 \approx 60$  км. Эта оценка хорошо согласуется с результатами анализа откликов суточного числа землетрясений на экспериментальные сеансы зондирований [Сычев и др., 2010 а]. Стоит отметить, что согласно (3) увеличение радиуса  $r_1$  в два раза (до величины 120 км) требует увеличения произведения I L, то есть дипольного момента, в 8 раз. Технически это возможно, например, при применении первичного диполя с удвоенной длиной (8,4 км, и нового источника зондирований, обеспечивающего возрастание амплитуды зондирующего тока в 4 раза, до 2,4 кА). А вот возможность увеличения эффективного радиуса влияния ЭМ воздействий до 150 км (в 2,5 раза) проблематична, так как для этого требуется увеличить дипольный момент в 15,6 раз.

#### Резюме

Новое обращение к материалам электромагнитных зондирований и сейсмическим данным для Северного Тянь-Шаня еще раз продемонстрировало, что возбуждение мощных импульсов тока в земной коре обладает определенным потенциалом для влияния на слабую сейсмичность. Показано, что процесс деструкции среды, проявляющийся как поток сейсмических событий, отражает вклад энергии при зондированиях, вносимый как однополярными, так и биполярными импульсами тока. Отмечено, что для интерпретации и объяснения реакции среды на электромагнитное воздействие наряду с "правдоподобными" подходами, опирающимися на электрокинетические эффекты, могут также быть полезными и другие модели. В дополнение к уже разработанным моделям механизма влияния электромагнитных зондирований на деструкцию геосреды предложена еще одна. Все эти модели указали, что для водонасыщенной среды управляющим параметром может считаться плотность тока.

#### Литература

Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Авагимов А.А. и др. Корреляционный анализ локальной сейсмичности на Бишкекском геодинамическом полигоне в связи с проблемой активного мониторинга / Геофизика XXI столетия:2005 год. М.: Научный Мир, 2006. С. 317-325.

Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Saarbrucken: Lambert Academic Publishing. 2011. 410 с. ISBN 978-3-8465-1436-8

Виноградов Е.А. Реакция геофлюидных систем на сейсмическое воздействие. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М.: Ин-т динамики геосфер РАН, 2011. 24 с.

Волыхин А.М., Брагин В.Д., Зубович А.В. и др. Проявления геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука, 1993. 158 с.

Григоров О.Н. Электрокинетические явления. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 196 с.

Закупин А.С. Сейсмоакустические проявления в неглубоких обводненных скважинах при воздействии мощных импульсов тока // Триггерные эффекты в геосистемах: тез.докл 2-го Всероссийского семинара–совещания. М.: ИДГ РАН, 2013. С. 25.

Колесников В.П. Основы интерпретации электрических зондирований. М.: Научный мир, 2007. 248 с.

Красильников В.А., Крылов В.В. Введение в физическую акустику. М.: Наука, 1984. 400 с.

*Ландау Л.Д., Лившиц Е.М.* Электродинамика сплошных сред. Т. 8. Изд. 2. М.: Наука, 1982. 620 с.

Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Кочергин Е.В. Нестабильность геофизических полей над залежью метана даёт реальный путь к решению проблемы прогноза землетрясений // Вестник ДВО РАН. 2011. № 6. С. 26.

Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. К вопросу о сейсмическом отклике на электромагнитное зондирование литосферы Земли // Физика Земли. 2012. № 7-8. С. 63-88.

Сычев В.Н., Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Боровский Б.В. О синхронизации вариаций сейсмической активности на территории Северного Тянь-Шаня с режимом электромагнитных зондирований земной коры / Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2010. С. 83-90.

Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований Земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинарасовещания, 22-24 июня 2010 г., Москва. М.: ГЕОС, 2010. С. 316 - 325.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 152-160.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Фроунд Ф.Т. Изменение физических свойств коры под влиянием сильных электромагнитных полей // Триггерные эффекты в геосистемах: Тез. докл 2-го Всероссийского семинара–совещания. М.: ИДГ РАН, 2013. С. 100-101.

Уайт Дж.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М.: Недра. 1986. 261 с.

*Chelidze T., De Rubeis V., Matcharasgvili T., Tosi P.* Influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquake time distribution in the Bishkek test area (Central Asia) // Annals of Geophysics. 2006. V. 49. N. 4/5. P. 961-975.

*Ferrazzini V., Aki K.* Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: implication for volcanic tremor // J. Geophys.Res. 1987. V. 92. P. 9215-9225.

Hong D., Hovem J.M. Interface waves // Waves in fluids and solids/ Ed. by R.P. Vila. Rijeka, Croatia. 2011. P. 153-176. ISBN 978-953-307-285

# МЕХАНОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ

# А.Н. Камшилин, Р.М. Насимов, Е.Н. Волкова

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва

Исследовалось взаимодействие акустических волн в пористой среде и возникающих в результате сейсмоэлектрического эффекта второго рода электрических полей на образцах песчаника в присутствии флюидов (вода, растворы NaCl, керосина). Обсуждаются явления самоподдерживающихся электрических и акустических колебаний в отсутствие возбуждения первичными источниками.

#### Введение

В осадочных породах в верхней части литосферы, насыщенных жидкими флюидами при воздействии переменных механических полей наблюдается сейсмоэлектрический эффект (СЭЭФ), открытый А.Г. Ивановым [Иванов, 1940] в 1939 г. [Черняк, 1987], как прямой, так и обратный. В зависимости от электрических свойств жидкости – диэлектрическая проницаемость (є), электрическая проводимость σ и др. – коэффициенты преобразования одного вида энергии в другой отличаются по величине. В лабораторных условиях СЭЭФ в горных породах исследовали несколько исследовательских групп, например: [Озерков и др., 1998; Светов, 2008; Zhu, 2005]. В данной работе авторы поставили перед собой задачу на однотипных образцах высокопористого песчаника, почти целиком состоящего из кварца, с пористостью ≈ 20% исследовать влияние типа жидкости и ее концентрации на передаточные функции  $H = E^2/S^2$ , где  $E^2$  и  $S^2$  – плотности электрической и акустической энергии соответственно. Для этого в образец высушенного при 110 °C песчаника впрыскивались порции воды, водных растворов NaCl различной концентрации или керосин. Крайними членами в этих рядах образцов были высушенные и 100 % насыщенные жидкостями.

## Методика экспериментов

Образцы песчаника Berea Grey (США) вырезанные из одного большого моноблока имели размеры ( $L = 60, \emptyset 30$  мм.) не отличались по акустическим свойствам друг от друга. Средняя скорость упругих Р-волн в них составляла 2,240 ± 0,010 км/с, а плотность 2,029 ± 0,025 г/см<sup>3</sup> в высушенном состоянии (4 часа при температуре 110 °C). При насыщении водой в вакууме определялась объемная плотность и соответственно пористость  $20 \pm 1\%$ . Эти усредненные данные получены при измерении 40 шт. Образцы заключались в термоусадочную трубку для герметизации боковой поверхности. Полностью насыщенные водой образцы тоже использовались в экспериментах.

Эксперименты проводились в режиме вынужденных и самоподдерживающихся колебаний (автоколебаний). Вынужденные колебания в образцах возбуждались пъезопреобразователем (вибратором) в режиме свип-сигнала в диапазоне частот от 0,5 до 10 кГц. Регистрировались акустический сигнал с торца образца,



**Рис.** 1. Лабораторная установка: режим вынужденных колебаний (*a*); автоколебательный режим (*б*)

электрический отклик образца, снимаемый с закрепленных на нем электродов и сигнал задающего генератора (входной сигнал вибратора), рис. 1,а. Та же установка переводилась в автоколебательный режим путем устройства положительной обратной связи при отключенном вибраторе (рис. 1,б). Регулируя фазовый сдвиг и усиление, добивались выполнения условий, при которых возбуждаются автоколебания: K = 1,  $\varphi = 2\pi n$ , где K и  $\varphi$  – коэффициент усиления и набег фазы по замкнутому контуру. Регистрировались электрический и акустический сигналы. В этом режиме частоты акустического и электрического сигналов совпадают и возможно появление гармоник. В экспериментах использовались компьютерноуправляемые цифровые генератор и регистратор. Установка устроена таким образом, что образцы во время экспериментов были прижаты торцевыми акустическими датчиками (вибратор-приемник) одинаковым образом, что контролировалось динамометром. Коэффициент усиления усилителя подбирался для сухого образца и затем не изменялся в процессе других измерений с добавлением жидкости.

Эксперименты состояли из четырех этапов. Этап 1 – получение амплитудночастотных характеристик (АЧХ) акустического и электрического сигналов, снимаемых с сухого образца. Регистрировались сигналы: акустический, электрический и выходной сигнал генератора. Этап 2 – установка переводилась в режим автоколебаний (исключался задающий генератор, выход усилителя через фазовращатель замыкался с входом вибратора). Изменяя фазовый сдвиг и усиление добивались выполнения условий возбуждения автоколебаний (см. выше). Этап 3 не прерывая регистрацию автоколебаний, при помощи шприца, прокалывая термоусадочную трубку, вводили жидкость на поверхность образца. В разных экспериментах количество жидкости изменялось от 0,02 мл (для образцов объемом  $\approx 350$  мм<sup>3</sup>) до 0.5 мл (для образцов объемом  $\geq 700$  мм<sup>3</sup> что составляет 0.4% от объема порового пространства). Регистрация автоколебаний продолжалась до момента резкого изменения частоты автоколебаний или их исчезновения, это, как правило, происходило с задержкой от десятков минут до нескольких часов от момента увлажнения. Этап 4. После изменения частоты автоколебаний установка сразу переводилась в режим вынужденных колебаний (этап 1) и опять регистрировалась АЧХ акустического и электрического сигналов и сигнал генератора. Такая методика экспериментов была выбрана по следующим причинам. Предыдущие опыты показали, что в исследуемом интервале частот  $(1\div10 \text{ кГц})$ , ограниченном селективным усилителем, входящим в состав лабораторной установки (рис. 1), на сухом образце автоколебания возбуждаются только в пределах нескольких узкополосных диапазонов. Регулируя K и  $\phi$ , (см. выше) можно было настроиться на тот или иной диапазон, различие между которыми может быть от сотен Гц до нескольких кГц. Было обнаружено, что изменение влажности образца вызывает скачкообразное изменение параметров автоколебаний (частоты, амплитуды, добротности) или полное их подавление. Изменение частоты, при этом, происходит путем перескока с одного, из обнаруженных ранее, диапазонов на другой. То есть изменение свойств образца приводило к тому, что условия самовозбуждения, созданные при первоначальной настройке, выполнялись на другой частоте. Но из этого следует, что после увлажнения образца должны изменяться амплитудные характеристики акустического сигнала и электрического отклика образца и фазовые соотношения между ними.

Для объяснения перечисленных фактов и проверки предположений проведен анализ АЧХ в режиме вынужденных колебаний для сухих и влажных образцов совместно с результатами перестройки автоколебаний.

## Результаты экспериментов

В качестве флюида использовались пресная фильтрованная вода с pH = 7,2, керосин и растворы NaCl различной концентрации – 0,05 и 0,5 моль/л. Ниже представлены результаты экспериментов.

1. Пресная вода. Автоколебания возбудились при частоте ≈ 2000 Гц и в интервалах 4000÷4500 Гц и 6000÷7000 Гц (этап 2). Отметим, что эти диапазоны частот совпадают с пиками электрического сигнала. Остановились на частоте 2005 Гц. Добротность колебаний 323.

Далее (этап 3) началась непрерывная регистрация автоколебаний (АК) и было введено 0,3 мл пресной воды. Через 3,5 часа произошел перескок частоты АК на 3983 Гц. Сразу после этого (этап 4) регистрировались АЧХ акустического и электрического сигналов (рис. 2,6). Примечание: буквой *S* на графиках обозначены акустические сигналы, а *E* – электрические.

При сопоставлении рисунков 2,а и 2,б, обнаруживается уменьшение амплитуды электрического сигнала в диапазоне частот около 2000 Гц после увлажнения образца. Следовательно, эффективность преобразования акустики в электричество в этом диапазоне частот уменьшается. В окрестностях 4000 Гц наблюдается противоположная картина – автоколебания возбуждаются в этом диапазоне частот. При этом вид акустического отклика на свип-сигнал изменяется очень незначительно. Отметим, что АЧХ электрического сигнала имеет вид линейчатого фильтра. Итак, добавление пресной воды привело к значительным изменениям АЧХ и ФЧХ электрического сигнала, который является результатом преобразования акустического воздействия на образец. Следовательно, передаточная функция образца  $H = E^2/S^2$ , соответственно, обладает высокой чувствительностью к изменению влагонасыщенности образца. Особенно ярко это проявляется в автоколебательном режиме, поскольку эквивалентная добротность среды в этом случае возрастает на несколько порядков. В качестве примера авторы приводят



Рис. 2. АЧХ акустического и электрического сигналов (этап 1): *a* – сухой образец; *б* – увлажненный образец



**Рис. 3.** Передаточные функции для экспериментов с добавлением пресной воды: *a* – сухой образец; *б* – увлажненный

вид передаточной функции для эксперимента с пресной водой (рис. 3). Значительные изменения в рабочем диапазоне частот 1000÷10000 Гц произошли и с фазой электрического отклика на акустическое воздействие (рис. 4).

Здесь не приводятся графики передаточных функций для всех экспериментов ввиду ограниченного объема публикации, но читатель может самостоятельно представить вид частного от деления квадратов значений электрического и акустического сигналов для обоих состояний сухого и увлажненного. Очевидно, что центр тяжести сильно сместится в сторону высоких частот. На рис. 4 демонстрируются изменения фазы сигнала от частоты для двух состояний (высушенного и увлажненного водой).

Авторы оценили спектральные характеристики сигналов в экспериментах, а именно резонансные характеристики по этапам экспериментов при возбуждении автоколебаний: частоту резонанса и добротность колебательной системы (рис. 5). Такие расчеты проведены для всех экспериментов.

2. Керосин. С керосином и растворами соли эксперименты, как уже говорилось, проводились по такой же схеме. Результаты влияния керосина на АЧХ сигналов и передаточную функцию показаны на рис. 6: а – АЧХ сухого образца. Частота автоколебаний регистрировалась в течение двух часов и установилась в



**Рис. 4.** Фазы акустического и электрического сигналов для сухого (*a*, *б*) и влажного образцов (*в*, *г*) (обозначения *E* и *S* см. в тексте)



**Рис. 5.** Спектры Фурье акустического и электрического сигналов сухого (*a*) и влажного (*б*) образцов. Каналы: *S* – акустический, *E* – электрический



**Рис. 6.** Изменение АЧХ акустического и электрического сигналов поле добавления 0.5 мл керосина



Рис. 7. Результат добавления 0,5 мл раствора NaCl концентрации 0,05 моль/л

интервале 3600÷3640 Гц; б – АЧХ после добавления 0,5 мл керосина график зафиксирован после 1 ч. 10 мин. Частота АК сместилась на 3105 Гц в – АЧХ через 21 ч. Установилась частота АК 3250 Гц. Уход частоты АК за 6 часов наблюдений после суточного перерыва составил всего 15 Гц.

3. Растворы NaCl (0,05 и 0,5 моль/л). На рисунках 7 и 8 представлены аналогичные результаты после добавления растворов NaCl концентрации 0,05 и 0,5 моль/л. Отметим, что первая концентрация приблизительно соответствует концентрации растворов солей в природных условиях, за исключением соляных месторождений. Вторая – вблизи соляных месторождений.

На рис. 7 изображены: *a* – АЧХ для сухого образца. Автоколебания регистрировались на протяжении трех часов. Частота автоколебаний оставалась в пределах 2260–2345 Гц; *б* – та же величина через 3 часа после добавления 0,5 мл NaCl концентрации 0,05 моль/л. Центр тяжести передаточной функции скачком сместился на 2832 Гц; *в* – результат полного проникновения и диффузии раствора в тело образца. Запись выполнена 21 час спустя после предыдущей записи. Частота автоколебаний – 3300 Гц. Стрелка на всех фрагментах указывает на положение частоты автоколебаний на сухом образце.

Добавление раствора соли с концентрацией NaCl 0,5 моль/л приводит спустя небольшое время к уменьшению электрического сигнала. Через сутки после инъекции раствора электрический сигнал уменьшается на порядок, а автоколебания не возбуждаются. Начальная частота возбуждения автоколебаний ≈3420 Гц. При добавлении раствора происходит небольшой резкий перескок частоты автоколебаний в сторону увеличения (3290 Гц).

Отметим, что при проведении экспериментов при полном насыщении теми или иными жидкостями наблюдаемые изменения наблюдаемых величин, в общем, были теми же, но отличались по значению. Изменения во времени не наблюдались, из-за того, что образец сразу по всему объему становился насыщенным. Поэтому эти результаты здесь не демонстрируются.

## Обсуждение

Геологическая среда, особенно её верхние части, представляют собой сложную систему, состоящую из твердого минерального вещества, в которой заключается немалая часть флюидов, обладающих различными электрическими свойствами [Черняк, 1987]. Она находится в слабом электромагнитном поле Земли и подвержена влияниям сильных воздействий из ионосферы, а также воздействию электрических и магнитных полей вследствие механоэлектрических явлений в



**Рис. 8.** Эффекты при насыщении раствором NaCl (0,5 моль/л). *a* – АЧХ сухого образца; *б* – то же через 6,5 часов после добавления раствора; *в* – через 26 часов после добавления раствора

результате тектонических подвижек [Воробьев, 1975]. Эти упомянутые издания и другие, отечественные и зарубежные публикации в периодической печати, подвигли авторов на проведение этого исследования. Причины механоэлектрических явлений (в данном случае сейсмоэлектрический эффект 2-го рода) обусловлены присутствием флюидов. Итак, можно сформулировать основные результаты.

Первый – под воздействием даже малого количества жидкости с большой диэлектрической проницаемостью  $\varepsilon$  (пресная вода), слабой проводимостью  $\sigma$ , и большим дипольным моментом, резко изменяются резонансные свойства образцов. В случае же с керосином, имеющим существенно меньшую  $\varepsilon$  и ничтожную проводимость явления резонанса имеют "смазанный" вид. Растворы же соли, имеющих высокую ионную проводимость и изменяющуюся  $\varepsilon$  в зависимости от концентрации NaCl, приводят к резонансным свойствам среды подобным свойствам в опытах с чистой водой. Но, для высокой концентрации 0,5 моль/л в процессе "расползания" фронта впрыснутого раствора по объему они исчезают полностью.

Второй результат, который мы отмечаем – образец с низкой акустической жесткостью, находящийся между двумя поверхностями (вибратор-приемник) с высокими акустическими жесткостями, имеет свойство быть резонатором. Отношение их акустических жесткостей 1 к 5. Поэтому, при подкачке энергии извне, он может переходить в режим автоколебаний. При изменении свойств флюида частота резонанса скачком переходит на другое значение. Эта колебательная система имеет свойства триггера, который находится в режиме ожидания и "самопроизвольно" переходит в другое устойчивое состояние при изменении управляющих параметров.

Эту гипотезу подтверждают результаты экспериментов с поляризацией образца. Опыты проводились на образце, состоящем из уплотненного кварцевого песка, в который была добавлена вода. Песок с влажностью 8% помещался в пластиковую трубку длиной 60 мм, диаметром 25 мм. В образец введены управляющие электроды 1 (рис. 9,а). На эти электроды подавалось постоянное напряжение изменяющейся величины, которое изменяло величину тока между электродами. Электроды были включены в цепь, которая описана выше (автоколебательный режим). Под воздействием случайных электрических процессов (скачки напряжения в сети, белый шум в усилителе) цепь переходила в автоколебательный режим. На рис. 9 стрелками и числовым обозначением 2 указано торцевое расположение измерительных электродов. Измерялись частота и амплитуда возникших колебаний (рис. 9,б). Поляризующее напряжение изменялось от 0 до 305 В и от 30 В до 0. Диапазон наблюдаемых частот был расширен до 20 кГц.



**Рис. 9.** Возбуждение автоколебаний в образце из уплотненного песка: *а* – модель, 1 – управляющие электроды, 2 – электроды для регистрации электрического отклика; *б* – изменение частоты автоколебаний в зависимости от напряжения поляризации

В интервале от 0 до 8,7 В частота автоколебаний оставалась на значении 18,4 кГц, затем на интервале 8,7-10 В произошло скачкообразное изменение частоты на 14 кГц. При уменьшении UR от 30 В до нуля обратный перескок частоты произошел при изменении напряжения от 12,8 до 12,5 В. Изменение управляющего напряжения сопровождалось также изменением амплитуды колебаний. Величина управляющего напряжения указана сбоку от записей в вольтах при подъеме напряжения слева, при его снижении – справа. Стрелками 3 и 4 указаны направления изменения управляющего напряжения.

По техническим причинам в этом эксперименте не удалось измерить AЧX сигналов. Но, опираясь на результаты, изложенные выше, можно утверждать, что стороннее электрическое поле изменяет АЧХ и ФЧХ электрических откликов на акустическое воздействие.

#### Выводы

1. Результаты экспериментов говорят о том, что флюиды и сторонние электрические поля, это мощные управляющие параметры для механоэлектрических преобразований, в горных породах.

2. Установлено, что различные флюиды могут, как увеличивать способность среды к переработке физических полей, так и подавлять эту способность.

 Флюидодинамические процессы и быстрые изменения электрических полей могут быть причиной скачкообразных изменений результатов механоэлектрических преобразований.

4. Максимальной чувствительностью к изменению свойств среды, как преобразователя энергии, обладают автоколебательные процессы, основанные на взаимном преобразовании и взаимодействии физических полей различной природы. Именно в этой области наиболее отчетливо проявляются триггерные эффекты.

#### Литература

Воробьев А.А. Физические условия залегания и свойства глубинного вещества. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1975. 298 с.

Иванов А.В. Бюллетень академии наук СССР. 1940. № 5. С. 699.

Озерков Э.Л., Агеева О.А., Осипов В.Г., Светов Б.С., Тикшаев В.В. О влиянии вибровоздействия на электрические свойства геологической среды // Геофизика. 1998. № 3. С. 30-34.

Светов Б.С. Основы геоэлектрики. М.: ЛКИ, 2008. С. 656.

*Черняк Г.Я.* Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1987. С. 214.

Zhu Z., Haartsen, M.W., and Toksöz M.N., 2000, Experimental studies of seismoelectric conversions in fluid-saturated porous media // Journal of Geophysical Research, 105, 28,055-28,064.

# БАРИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА

### Д.Н. Локтев, А.А. Спивак, В.А. Харламов

#### Институт динамики геосфер ИДГ РАН, Москва

Рассмотрены результаты синхронной регистрации барических вариаций в приземном слое атмосферы и микросейсмических колебаний на геофизической обсерватории "Михнево" ИДГ РАН. Показано, что длиннопериодные барические возмущения, вызванные циклонической деятельностью в атмосфере, оказывают влияние на микросейсмический фон в диапазоне частот 0,01–1 Гц, связанные с прохождением атмосферных фронтов – на частотах 4–8 Гц. Получено, что барические возмущения атмосферных фронтов приводят к заметному повышению интенсивности релаксационных процессов в земной коре по сравнению с циклонами, барические возмущения от которых характеризуются существенно большей длительностью и мощностью.

#### Введение

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], а также 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., 2008; Локтев, Спивак, 2008].

В настоящих исследованиях основной акцент сделан на получение количественных соотношений, характеризующих влияние барических вариаций различного происхождения на характеристики микросейсмических колебаний.

### Основные источники и периодичности барических вариаций в атмосфере

Источниками барических вариаций в атмосфере выступают как глобальные, так и локальные явления и процессы. Среди основных причин вариаций атмосферного давления можно перечислить следующие: циклоны и антициклоны, атмосферные фронты, взрывные работы разного масштаба, ураганы, смерчи, железнодорожный, автомобильный и воздушный транспорт, грозовая активность, ракетные пуски. Следует добавить также более слабые по энергии источники: поверхностные сейсмические волны от местных и удаленных землетрясений, магнитные бури, микробаромы различного происхождения, локальный турбулентный шум, пылевые звуковые возмущения атмосферы, солнечный терминатор.

### Временные вариации микросейсмических колебаний

В настоящей работе был выполнен анализ вариаций атмосферного давления на геофизической обсерватории (ГФО) "Михнево" ИДГ РАН. Для выделения основных периодичностей и цикличностей барических вариаций использовались данные наблюдений за 2005–2012 гг. При этом для установления длиннопериодных вариаций (годовые, сезонные и месячные) привлекались данные с частотой опроса 1 раз в 3 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. На рисунках 1, 2 приведены результаты обработки данных за период 2006 и 2009 гг. Видно, что в весенние и осенние месяцы вариации атмосферного давления характеризуются хорошо выраженными периодами 12–14 сут и 24–29 сут.

# Влияние барических вариаций в атмосфере на амплитудные вариации микросейсмического фона

Барические флуктуации в атмосфере, сопутствующие таким метеорологическим явлениям как циклоны, вызывают сейсмические помехи в длиннопериодной части спектра (периоды от 3–5 до 20 с и выше) в основном за счет штормовых микросейсм [Костина, 1958; Muller, 1983; Beauduin, 1996].

В настоящей работе анализируется влияние барических вариаций разного происхождения на сейсмический шум в диапазоне частот 0,03–0 Гц. Анализируемые данные представляют собой цифровые ряды наблюдений за микросейсмическими колебаниями земной коры, вариациями атмосферного давления в период интенсивной циклонической деятельности. Использовалась сейсмическая и метеорологическая информация с ГФО «Михнево» и сети станций IRIS Global Seismic Network.

В качестве примера приведем параметры микросейсмических колебаний на сейсмической станции MHV (54,9595°N; 37,7664°E). Средние фоновые значения амплитуд микросейсмического фона в диапазоне частот 0,03–1 Гц зависят от сезона и изменяются в диапазоне 0,15–0,22 мкм/с в летний период и 0,29–0,35 мкм/с в осенне-зимний период. При этом наряду с сезонными наблюдаются хорошо выраженные амплитудные вариации фона с периодом около 30 сут. Составляющая микросейсмического фона в диапазоне частот 0,5–40 Гц характеризуется периодичностями с периодами 1 год, 30 и 5 сут, а также – циклическими изменениями амплитуды вариаций с длительностью цикла около 30 сут [Спивак и др., 2004]. Периодически проявляются суточные вариации амплитуды фона.



Рис. 1. Скалограмма длиннопериодных барических вариаций в атмосфере за 2006 г.



Рис. 2. Скалограмма длиннопериодных барических вариаций в атмосфере за 2009 г.

Существует два механизма увеличения амплитуды микросейсмических колебаний. Первый, хорошо известный механизм связан с распространением циклонов над водной поверхностью океанов [Костина, 1958; Монахов, 1977]. В этом случае увеличение амплитудных вариаций микросейсмического шума в длиннопериодной части спектра может не сопровождаться аномальным изменением атмосферного давления в точке регистрации (источник аномальных колебаний удален и находится в районе циклона). За период апрель 2006–апрель 2007 гг. было проанализировано 6 наиболее ярких событий указанного типа.



**Рис. 3.** Временные вариации атмосферного давления *P* и вертикальной компоненты микросейсмического фона *A* на ГФО "Михнево"

На рис. 3 приведены временные вариации амплитуды микросейсмического фона A в диапазоне частот 0,03–1 Гц и атмосферного давления P на ГФО "Михнево", а на рис. 4 - синоптическая ситуация в районе Атлантики. Из рис. 4 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. 5,а). Максимум амплитудных микросейсмических вариаций практически совпадает с максимумом штормовой интенсивности (рис. 5,б).

Второй механизм связан с воздействием аномальных вариаций атмосферного давления циклонического происхождения на земную поверхность непосредственно в месте выполнения сейсмической регистрации. В этом случае наблюдается прямая корреляция между вариациями атмосферного давления и огибающей аномальных амплитудных вариаций микросейсмического фона. В настоящей работе было проанализировано 12 событий такого типа. В качестве примера на рис. 5 представлены совместно временные вариации амплитуды микросейсмических колебаний *А* 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 0,03-1 Гц (коэффициент линейной корреляции *К* 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).

Следует также отметить, что в случае второго механизма генерации сейсмического шума максимум аномальных амплитудных вариаций микросейсмического фона практически совпадает с максимумом атмосферного давления.



**Рис. 4.** Синоптические карты на 04:00 MSK 12.06.2006 г. (*a*) и 22:00 MSK 13.06.2006 г. (*б*); более темные области соответствуют большей штормовой интенсивности (звездочка – сейсмическая станция MHV, входящая в состав ГФО «Михнево»; сплошные линии – изобары)



Рис. 5. Вариации атмосферного давления (1) и амплитуды вертикальной компоненты микросейсмического фона (2-6) в период интенсивных циклонических явлений в районе сейсмической станции MHV; диапазоны частот микросейсмических колебаний, Гц: 1-0,1-1; 2-1-2; 3-2-4; 4-4-6; 5-6-8; 6-8-10

#### Влияние микробарических вариаций на микросейсмический 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 сейсмических и барических амплитудных вариаций представляет особый интерес. На рис. 7 в качестве примера приведены микробарические вариации, зарегистрированные 4–5 июня 2006 г. на ГФО «Михнево».



Рис. 6. Синоптическая карта на 20:00 MSK 03.06.2006 г.; (обозначения см. рис. 4)



**Рис. 7.** Пример микробарических вариаций в период прохождения холодных фронтов (04-05.06.2006 г.) – отмечены стрелкой

Отмеченные стрелками аномалии в 00 час 22 мин 04.06.2006 г. и 05 час 21 мин 05.06.2006 г. соответствуют прохождению холодных атмосферных фронтов (падение температуры на фронтах составило величину около 5°С). Анализ свидетельствует о влиянии микробарических вариаций на амплитудные и спектральные характеристики микросейсмического фона в диапазоне частот, соответствующих высокочастотной составляющей микросейсмического фона.

Вариации амплитуды микросейсмического фона в разных частотных диапазонах в период прохождения холодного фронта в 05 час 21 мин 05.06.2006 г., представленные на рис. 8, показывают, что прохождение атмосферного фронта сопровождается амплитудными вариациями микросейсмического фона. Это подтверждается анализом спектральных характеристик микросейсмического фона (на рис. 9 представлена спектральная плотность мощности (СПМ) 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).

Максимальный отклик микросейсмического фона на барические вариации наблюдается в частотном диапазоне 4–8 Гц (как это следует из рис. 9, спектраль-



**Рис. 8.** 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

ная амплитуда микросейсмических колебаний в диапазоне частот 4–6 Гц увеличивается на порядок в период прохождения холодного атмосферного фронта). За рассматриваемый период было обнаружено 9 событий такой корреляции.

Амплитудные вариации микросейсмических колебаний в частотном диапазоне 4–8 Гц сохраняются в течение достаточно продолжительного времени при уменьшающейся амплитуде наведенных вариаций (рис. 8). По нашим оценкам возмущенное состояние микросейсмического фона наблюдается в течение 20–60 мин в зависимости от интенсивности микробарических вариаций.

## Заключение

Представленные результаты свидетельствуют о сложной картине влияния барических возмущений атмосферы на микросейсмические и релаксационные процессы, протекающие в земной коре Восточно-Европейской платформы.

Протяженные области барических возмущений, сформированные циклонами, вызывают аномальные амплитудные вариации микросейсмического фона в диа-



**Рис. 9.** Спектральная плотность мощности микросейсмических колебаний до (1), в период (2) и спустя 15 мин после (3) прохождения холодного атмосферного фронта

пазоне частот 0,03–1 Гц. Микробарические вариации вызывают вариации фоновых колебаний в диапазоне 4–8 Гц.

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 час до нескольких сут приводят к повышению амплитуды микросейсмического фона в диапазоне частот  $\Delta f \sim 0,03-1$  Гц, в то время как барические вариации с периодом 5–30 мин, связанные с прохождением атмосферных фронтов, вызывают повышенные амплитудные флуктуации микросейсмического фона при  $\Delta f \sim 4-$ 8 Гц.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00096).

# Литература

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.

*Ингель Л.Х.* О механизмах генерации сейсмических сигналов при взаимодействии смерчей с поверхностью Земли // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 65-70.

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.

Костина А.Ф. О связи микросейсмических колебаний, наблюдаемых в Крыму, с метеорологической обстановкой над Черным морем // Известия академии наук. Сер. Геофизическая. 1958. № 8. С. 1029-1032.

Латынина Л.А., Васильев И.М. Деформации земной коры под влиянием атмосферного давления // Физика Земли. 2001. № 5. С. 45-54.

Локтев Д.Н., Спивак А.А. Вариации высокочастотной составляющей микросейсмического фона при барических возмущениях атмосферы // ДАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 387-390.

Монахов Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум земли. М.: Наука, 1977. 96 с.

Санина И.А., Рыбнов Ю.С., Солдатенков А.М., Харламов В.А. Сейсмоакустические эффекты при грозовой активности // Геофизика межгеосферных взаимодействий: сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2008. С. 67-79.

Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Овчинников В.М. Периодичности микросейсмических процессов // ДАН СССР. 2004а. Т. 398. № 3. С. 400-403.

*Табулевич В.Н.* Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.

*Ярошевич М.И.* Тропические циклоны и сейсмическая активность // Доклады академии наук СССР. 1991. Т. 316. № 1. С. 88-92.

*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.

Muller T., Zurn W. Observation of gravity changes during the passage of cold fronts // J. Geophys. 1983. Vol. 53. No. 3. P. 155-160.

# ПРЯМОЙ И ОПОСРЕДОВАННЫЙ ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПЕРЕПАДОВ АТМОСФЕРНЫХ УСЛОВИЙ В ВОЗБУЖДЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ (на примере Балтийского региона ВЕП)

# А.А. Никонов

#### Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва

Рассматривается вопрос о пространственных соотношениях тектонических землетрясений и нетектонических сотрясений с резкими изменениями атмосферных условий. В качестве триггерных эффектов выделяются высокоградиентные изменения атмосферного давления перед землетрясениями тектонической природы и очень резкие перепады температуры воздуха на десятки градусов ниже нуля пред поверхностными сотрясениями морозобойного характера. Оригинальный фактический материал приводится для региона Восточной Балтики в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП). При тектонических землетрясениях триггерный эффект определяется как прямой, а при морозобойных сотрясениях – как опосредованный.

При изучении триггерного эффекта явлений геодинамического ряда в первую очередь обращается внимание на соотношение эффектов в разных средах, в твердой оболочке и в окружающей атмосфере, особенно на резкие перепады атмосферного давления. Землетрясения обычно подразделяются на природные и возбуждаемые деятельностью человека (наведенные). Столь же правомочно подразделять сейсмические события на тектонические с очагами в земной коре, и нетектонические – сейсмические сотрясения экзогенного происхождения с очагами возбуждения у самой земной поверхности. [Никонов, 1996]. Нами рассматриваются триггерные эффекты только естественного происхождения, причем для обеих групп и тектонических, и нетектонических. И те и другие могут предваряться триггерными явлениями, прямыми у первой группы и опосредованными – у второй.

# Фрагменты истории изучения

Выразительные примеры известны в основном для областей действия мощных циклонов в пределах Тихоокеанских побережий России, где фиксируются высокомагнитудные землетрясения. Впервые такую корреляцию обнаружил и обосновал на материале по Японии и Средней Азии русский метеоролог и сейсмолог А.В. Вознесенский 125 лет назад. Его вывод звучал так: «Вариации сейсмических проявлений находятся в виде подобающей связи с колебаниями атмосферного давления, между тем как во время некоторых землетрясений обычно происходит усиление сейсмической активности при уменьшении атмосферного давления» [Wosnessenskij, 1888]. Более столетия спустя на большом статистическом материале показано, что в Японии атмосферные аномалии усиливаются перед землетрясениями с M > 4,8 в течение 5 дней до землетрясения. Среднее число аномалий в день в пятидневный период перед сейсмическими событиями указанной магнитуды возрастает в 2,4 раза [Fujiwara et al., 2004]. Применительно к Средней Азии подобное заключение давно вывел И.В. Мушкетов: «моментальному разрыву пород, вызывающему катастрофические землетрясения, очевидно, помогают изменения в давлении атмосферы» [Мушкетов, 1889].

За прошедшее столетие с четвертью не только возросло число примеров, но и в ряде случаев выявлены причинные связи, в том числе наклонов земной коры при резких колебаниях атмосферного давления и в активных областях, и на платформах [Бончковский, 1963; Латынина, Васильев, 2001; Широков, Анохина, 2003; и др.]. Специальные лабораторные исследования специалистов сейсмологов привели их к выводу о том, что по порядку величины изменения атмосферного давления вполне могут вызывать в грунте смещения, создающие помехи в работе сейсмоприемников. Предложен был и механизм передачи энергии из атмосферы в литосферу в виде бегущей со скоростью ветра по поверхности Земли волны изменения атмосферного давления [Взаимодействие..., 1996, стр. 133]. Тщательные и комплексные натурные наблюдения и измерения продолжают оставаться и даже становятся еще более актуальными. Логическая цепочка событий выглядит так: резкое изменение давления (приближение и прохождение атмосферного фронта) – аномальный градиентный наклон земной поверхности (и, вероятно, земной коры) – разрыв в подготовленной зоне (землетрясение). Но точными измерительными (а не только по космическим снимкам и приметам) наблюдениями в группах пунктов этот ряд подтвержден до сих пор в единичных случаях.

Мы сосредоточились на области платформенной, а именно ВЕП, где землетрясения редки и имеют низкие значения магнитуд (до М 4,7–5,0) и где специальных исследований взаимодействия разных факторов, ранее, насколько известно, не проводилось.

## Пример прямого эффекта

Наиболее распространенный тригтерный фактор тектонических землетрясений – резкие изменения (перепады) атмосферного давления – до сих пор остается и лучше известным. На территории ВЕП и в Балтийском регионе, особенно подверженном циклонической деятельности с переносом возмущенных воздушных масс с запада на восток, в частности, этот эффект а ргіогі должен проявляться отчетливо. Для рассмотрения задачи регион благоприятен в том отношении, что атмосферные воздействия вблизи морских берегов, в данном случае атлантических циклонов у берегов Балтики, вызывают большие горизонтальные градиенты давления и большие напряжения. К тому же, здесь есть возможность контролировать наклоны и прогибы земной поверхности по рядам уровнемерных измерений. Очень важно также практическое отсутствие в Балтике суточных приливо-отливных колебаний, с одной стороны, и наличие длительных рядов наблюдений, с другой.

Рассмотрение письменных источников по землетрясениям региона за длительный период позволило обнаружить, что целый ряд тектонических по природе землетрясений в Балтийском регионе, (например, события 09.01.1542, 30/31.01.1785, 16.02.1869 гг. с магнитудой в пределах М 2,7÷3,8), происходили в краткие периоды экстремальных атмосферных возмущений (бури, ураганы) [Никонов, 2009]. В ряде случаев в такие отрезки времени в разных частях региона отмечались и локальные сейсмические колебания. Для этих случаев, однако, мы не располагаем данными о ходе во времени давления и других атмосферных показателей в количественном выражении. При относительно сильных землетрясениях ВЕП в XX в., таких как Сысольское в Республике Коми в 1939 г. и Осмуссаарское в Эстонии в 1976 г с M = 4,7 и  $I_0 = VII$ , сопоставление с изменением атмосферных параметров не проводилось. Единственное из землетрясений Прибалтики, да и вообще на территории ВЕП, с набором таких данных – это Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 г., состоявшее из трех главных толчков с  $M_s = 4,6$ ,  $M_s = 4,9$ ,  $M_s = 3,0$ , очаги которых располагались непосредственно у берегов Самбийского полуострова. Для платформенной области Европейской России это вполне значимые события, которые могут повторяться в ее пределах по несколько раз в столетие, как это известно, например, для XX века в разных частях платформы.

В нашем распоряжении имелись две группы данных, а именно: дискретные измерения изменений уровня моря, атмосферного давления и скорости ветра за вторую половину сентября 2004 г. и непрерывная запись таких же данных отдельно за 20-23 сентября, то есть в период перед сейсмическими событиями, по их ходу и вскоре после завершения. Измерения осуществлялись местной Гидрометеорологической службой на трех стационарных постах [Никонов, Энман, 2007]. Расстояния от постов до эпицентров основных толчков составили 10-38 км. Помимо изменений атмосферного давления мы использовали и изменения уровня моря. Обработка стандартных метеорологических записей (по измерениям 4 раза в сутки) на 3-х постах в пределах первых десятков км от эпицентров трех главных толчков землетрясения показала следующее (рис. 1). С утра 16.09.2004 г. давление стало быстро повышаться и достигло максимума к середине следующего дня, после чего значительно снижалось. Наиболее резкий спад давления в связи с приближением фронта нового мощнейшего циклона возник в течение 20.09 и до раннего утра 21.09 давление катастрофически падало (рис. 1, 2). Первый толчок возник на минимуме (резком перегибе кривой хода) спада давления от 1012 до 997 мбар спустя 5-6 часов после указанного минимума. Далее в течение 17 часов продолжавшейся сейсмической активности давление оставалось стабильным. На графиках сопоставления хода атмосферного давления, уровня моря и моментов трех основных толчков отчетливо видна временная последовательность и связь начала роя землетрясений 21.09.2013 г. с предшествующими резкими колебаниями давления, что естественно рассматривать как триггерный эффект.

Получается, что землетрясение возникло после резких колебаний атмосферного давления в самом конце трехсуточного периода резкого его падения, максимально до 50 мбар, то есть после освобождения земной коры от повышенной атмосферной нагрузки. Резкие скачки давления могли, следовательно, послужить спусковым механизмом для сейсмической активизации подготовленного ранее участка, как это чисто описательно неоднократно отмечалось на Балтике и прежде для более слабых и одиночных сотрясений. Аномальная метеорологическая обстановка, по-видимому, послужила спусковым механизмом разрядки накопившихся напряжений в районе землетрясения.

Один пример, разумеется, недостаточен для серьезных выводов. Но он показателен в том отношении, что обнаруживает факт возникновения роя из трех значительных событий в прежде веками сейсмически «молчавшем» районе ВЕП после цуга следовавших друг за другом мощных циклональных фронтов [Никонов, Энман, 2007]. Именно такая ситуация признается наиболее подходящей для про-



Рис. 1. Изменение уровня моря (1), атмосферного давления (2) и скорости ветра на уровнемерных постах гг. Балтийск (а) и Пионерский (б) за период 15–30.09.2004 г. Стрелками показаны моменты 2-х главных толчков Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г. [Никонов, Энман, 2007]

вокации землетрясения на подготовленном тектоно-динамически участке [Молчанов, 2004]. Именно резкое, разнонаправленное «расшатывание» земной коры последовательными атмосферными фронтами могло нарушить долговременное действие сил сцепления по существующим разрывным нарушениям (активным разломам), то есть как бы раскачать участок, до того уже подготовленный, что проявилось за два года в виде тепловых аномалий [Никонов, 2010].

В смысле прогностическом на ВЕП с учетом редкости в регионе значительных землетрясений (не чаще нескольких событий в столетие), возможности использования перепадов атмосферного давления невелики; их роль вспомогательна, и значима только при наличии иных, и в значительном числе, предвестников в выделенном заранее локалитете. Предвестники, в том числе и кратковременные, перед Калининградским землетрясением проявились и за несколько дней, и за несколько часов до события, но сведения о них собраны постфактум [Никонов, 2011].



Рис. 2. Надвигание мощного атмосферного фронта из Атлантики на Восточно-Балтийскую область. Космический снимок 20.09.2004 г в 13 ч. 45 мин. Черным цветом – облака

# Опосредованный триггерный эффект

Он обнаружен в связи с морозобойными сотрясениями, которые выделяются в особую группу экзогенных, нетектонических землетрясений (сотрясений) [Никонов, 1996; 2010]. На западе Европейской России и в соседних странах они теперь установлены определенно и в значительном числе [Никонов, 2009]. Но по сию пору они фигурируют в сейсмологических каталогах в качестве тектонических [Новый..., 1977; Авотиня и др., 1988; Garetsky et al., 1989; и др.], например, события 08.01.1803, М =  $(3,6) \pm 0,7$ ,  $I = 6 \pm 1$ , в г. Белостоке; 22.12.1887,  $M = (3,7) \pm 0,6$ ,  $I = 5 \pm 1$  в г. Борисове (Белоруссия); 13.01.1931,  $M = 2,7 \pm 0,7$ ,  $I = 6 \pm 1$  в с. Добрянка Пермской области. Еще больше их в региональных каталогах землетрясений Прибалтики, а именно, события 1670, 1821, 1823, 1870, 1876, 1908, 1909, 1932 гг. и др. Местные специалисты до сих пор не распознают их и используют в обзорах и сейсмотектонических построениях.

Чаще всего морозобойные сотрясения отмечались в г. Риге и ее ближайших окрестностях. Здесь зафиксированы сотрясения 23.02.1807, 20-23.02.1821, 12.1853–01.1854, 28/29.02.1870, 12.1891–01.1892, 21/22.02.1907 гг. Все они возникали только зимой и ночью или под утро, и все по времени соотносятся с резким наступлением (чаще после оттепелей) жестоких морозов. Хотя в ряде первичных сообщений об указанных сотрясениях прямо отмечалась их связь именно с морозами и морозным растрескиванием грунтов, но на это интерпретаторы внимания не обращали, сейсмогенерирующие структуры именно под городом не выявлялись. Особенность географического положения Старой Риги в устье р. Даугавы (Западной Двины) состоит в том, что в непосредственной близости и



**Рис. 3.** Кривая хода температуры воздуха (*t*, С°) и сотрясения (показаны стрелками) в г. Белостоке (Польша) в начале января 1803 г. Составил А.А. Никонов

вокруг города на обширных низменных пространствах находится множество озер и болотистых участков, а сам город расположен на мощной толще рыхлых водонасыщенных отложений. Иными словами, грунт в городе и окрестностях сильно обводненный, что располагает к растрескиванию при внезапном резком его промерзании и, соответственно, возникают морозобойные сотрясения. Этот пример очень показателен, так как теперь установлено путем сопоставления с ходом температуры воздуха в соответствующие периоды для большинства упомянутых событий, что они предварялись очень резкими перепадами температур от положительных к сильноморозным (25–27°С). В качестве примера приводим график для случая сотрясений в начале января 1803 г (рис. 3), которые ранее в каталогах принимались за тектонически обусловленные. Триггерная роль таких перепадов температуры воздуха и, соответственно, грунта не вызывает сомнения.

На сейсмостанциях Финляндии морозобойные сотрясения в зимний период регулярно записываются (на расстояниях примерно до 100 км) и распознаются как таковые, но в сейсмические каталоги не включаются [Шаров и др., 2005]. Поскольку речь идет о сотрясениях нетектонической природы, к тому же локальных, они для целей общего сейсмического районирования (ОСР) значения не имеют, но не могут оцениваться как незначительные для выяснения потенциальной опасности сотрясений и повреждений в определенных (предрасположенных) местах, прежде всего внутри городов и особых объектов. Значимость группы определяется как их количественным проявлением, так и силой сотрясений на поверхности (до IV и V баллов), и особенно нередкими последствиями в виде трещин в грунтах и в фундаментах домов, сопоставимых с эффектом VII и VII-VIII баллов. Возможность выделения опасных с этой точки зрения периодов во время сильнейших атмосферных возмущений возникает после выделения, в том числе с учетом исторических сведений и локальных условий, при специальном мониторинге экстремальных метеоусловий. В такой ситуации триггерный эффект, о котором идет речь, может быть использован для оценки в пределах первых суток и часов перед возможными последующими сотрясениями и разрывными деформациями.

#### Некоторые обобщения

Обобщая, можно констатировать, что при тектонических землетрясениях с очагами в земной коре резкие перепады атмосферного давления и на платформе могут напрямую воздействовать на глубинные горизонты коры. Причина морозобойных, чисто поверхностных сотрясений, также кроется в быстрой смене атмосферных условий в виде резкого снижения температуры воздуха и почвы на десятки градусов, но сами растрескивания и их сейсмические эффекты к структуре и динамике земной коры отношения не имеют и проявляются в тонком приповерхностном слое рыхлых водонасыщенных осадков.

Триггерный эффект экзогенных зимних сотрясений может использоваться как прогностический признак в определенных (по прошлому опыту и набору благоприятствующих условий) местах. Что же касается землетрясений тектонических, тут возможности учета триггерного эффекта в регионе существенно меньше. Эффект имеет только вспомогательную роль при наличии иных, и в значительном числе, предвестников в выделенном локалитете и при учете редкости в регионе значительных землетрясений (не чаще нескольких событий в столетие).

Автор признателен Л.Д. Флейфель за помощь в работе.

#### Литература

Авотиня И.Я., Боборыкин А.М., Емельянов А.П., Сильдвээ Х.Х. Каталог исторических землетрясений Белоруссии и Прибалтики // Сейсмол. бюлл. сейсмических станций «Минск» и «Нарочь» за 1984 г. Минск, 1988. С. 126-137.

Бончковский В.Ф. Особый случай связи между ходом наклонов и линейных деформаций и распределением атмосферного давления // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. 1963. № 9. С. 1361-1368.

Взаимодействия в системе литосфера, гидросфера, атмосфера / Под ред. Л.Н. Рыкунова и Е.П. Анисимовой. М.: Недра, 1996. 286 с.

Латынина Л.А., Васильев И.М. Деформации земной коры под влиянием атмосферного давления // Физика Земли. 2001. № 5. С. 45-54.

*Молчанов А.Е.* Влияние атмосферных возмущений на деформации земной коры // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 133-142.

*Мушкетов И.В.* Предварительный отчет об исследованиях землетрясения в г. Верном 28 мая 1887 г. // Изв. Геол. Комитета. 1889. № 7.

Никонов А.А. Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Спец. вып. 13. С. 42-49.

Никонов А.А. Исторические землетрясения района Юго-Восточной Балтики: проблемы и решения // Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Под ред. Р.Г. Гарецкого, С.А. Несмеянова. М., 2009. С. 138-221.

Никонов А.А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. 2010. № 3. С. 257-273.

Никонов А.А. Предвестники Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г. – первый случай выявления на Восточно-Европейской платформе // Актуальные вопросы мониторинга геологической среды и безопасности урбанизированных территорий: тезисы докл. конференции 12-15 декабря 2011 г. Калининград, 2011. С. 19-25.

Никонов А.А., Энман С.В. Анализ вертикальных движений земной коры в период Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г. (по уровнемерным данным) // Физика Земли. 2007. № 6. С. 52-65.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен по 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 536 с.

Шаров Н.В., Никонов А.А., Щукин Ю.К., Французова В.А., Зыков Д.С., Дмитриев В.В. Нетектонические землетрясения 2003-04 гг. в Северной Карелии и Онежской губе Архангельской области // Строение, геодинамика и минерагенетические процессы в литосфере: 11 Междунар. конфер. 20-22 сентября. 2005 г. Сыктывкар, 2005. С. 390-392.

Широков И.А., Анохина К.М. О связи пространственно-временных вариаций наклонов земной поверхности с вариациями атмосферного давления // Физика Земли. 2003. № 1. С. 84-87.

*Fujiwara H., Kamogava M., Ikeda M. et al.* Atmospheric Anomalies Observed during Earthquake Occurrences // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31.

*Garetsky R., Boborykin A., Yemelyanov A., Sildvee Kh.* Historical Earthquakes of the Territory of Belorussia and the Baltic Republics // Calibration of Historical Earthquakes in Europe and Recent Developments in Intensity Interpretation. Madrid, 1989. P. 217-230.

Wosnessenskij A. Uber die Erdbeben in und um Wernyj im Jahre 1887 und ihre Beziehung zu Meteorologischen Vorgangen // Метеорол. сб. Импер. Акад. наук. СПб. 1888. Вып. XII. № 4. 16 с.

# КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД В ИЗУЧЕНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

# С.П. Соловьев, Д.Н. Локтев, В.А. Харламов, С.Б. Кишкина

#### Институт динамики геосфер РАН, Москва

Методы диагностики локальных участков земной коры, использующие наблюдения за микросейсмическими фоновыми колебаниями, могут быть усовершенствованы на основе комплексного анализа геофизических полей в приповерхностной зоне. На примере анализа данных, полученных на территории Нижегородской области, показано, что учет вклада атмосферных возмущений в вариации сейсмического фона при прохождении атмосферных грозовых фронтов позволяет выделить сейсмические сигналы, имеющие акустическую природу.

#### Введение

Наиболее распространенным способом изучения геодинамических процессов, протекающих в верхней части земной коры, являются сейсмологические наблюдения. В зависимости от задач исследований сейсмологические наблюдения имеют различные системы конфигурации: от регистрации в одной точке до организации сейсмических сетей малой и большой апертуры [Бугаев, Кишкина, 2009; Кишкина и др., 2012]. Для качественной интерпретации полученных данных необходимо учитывать явления, прямо или косвенно влияющие на сейсмический режим изучаемой среды: приповерхностные и высотные атмосферные процессы, лунно-солнечные приливы, антропогенную нагрузку и т.п. В настоящей работе рассматривается возможность усовершенствования методики интерпретации данных для диагностики локальных участков земной коры на основе комплексного анализа сейсмологических данных, наблюдений за электрическим полем в грунте, атмосферным электрическим полем и инфразвуковыми колебаниями.


Рис. 1. Схема расположения геофизического комплекса регистрации в Нижегородской области.

пункт регистрации сейсмоакустических колебаний и вариаций напряженности электрического поля; 2 – пункт регистрации сейсмоакустических колебаний; 3 – пункт регистрации сейсмоакустических колебаний и эманаций радона; 4 – метеостанция

# Район проведения наблюдений и аппаратура

Геофизические наблюдения, проведенные в 2012 году (август-октябрь) на территории Нижегородской области, включали в себя наблюдения в четырех пунктах (рис. 1). Система сейсмоакустических наблюдений представляет собой группу из трех точек на расстоянии около 1 км друг от друга. В каждой точке расположен трехкомпонентный широкополосный сейсмометр и микробарограф, работающий в диапазоне 0,01–30 Гц. Пункты регистрации, расположенные в заглублениях порядка 1 м, оснащены автономными регистраторами с синхронизацией по GPS. В пункте 2 помимо регистрации сейсмических и инфразвуковых колебаний, велось наблюдение за электрическим полем в грунте (с помощью разнесенных электродов). В пункте 4 располагалась автоматическая метеостанция и измеритель напряженности электрического поля в приземной атмосфере.

## Анализ результатов наблюдений

При проведении сейсмологического мониторинга площадок АЭС [Кишкина, 2012] регистрируется большое количество сейсмических сигналов скорость, распространения которых лежит в пределах от 300 до 900 м/с. Локальные сигналы с такими скоростями могут быть связаны с процессами, протекающими в верхнем низкоскоростном слое, например, с карстообразованием. Часто возникает вопрос достоверности интерпретации регистрируемых сигналов, в частности, необходимо выделять те случаи, когда зарегистрированный сейсмический сигнал является следствием воздействия акустических возмущений непосредственно на сейсмический датчик. В отличие от одиночной станции сейсмическая группа, состоящая из нескольких датчиков, позволяет на начальном этапе выделения сигналов распознать отдельные акустические события по кажущейся скорости распространения волны ~ 350 м/с. Однако, если источник сигнала находится в непосредственной близости от сейсмической группы – например, во время прохождения грозового фронта, – то времена прихода волны на всех точках регистрируются практически одновременно. Высокая кажущаяся скорость – так называемая «скорость следа» – очень близка к кажущейся скорости волн, имеющих сейсмическую природу. По мере распространения группы волн начинают расходиться во времени, но это не всегда можно увидеть на фоне достаточно высокого уровня микросейсмического шума. Использование сейсмоакустической группы позволяет не только поднять качество распознавания природы выделяемых сейсмических сигналов, но и провести локацию источников этих событий.



**Рис. 2.** Вариации электрического поля в приземной атмосфере в течение суток 9 сентября 2012 г.

1 – аномальное значение, связанное с приближением атмосферного фронта, 2 – аномальные значения, связанные с началом выпадения осадков

Контроль за атмосферным электрическим полем и полем в грунте, позволяет определить прохождение атмосферных фронтов, которые являются одним из источников акустических колебаний. Вариации напряженности электрического поля в приземном слое определяются как глобальными, так и местными факторами. Суточный ход напряженности электрического поля в условиях «хорошей погоды» определяется, в основном, глобальными факторами. Характер изменений электрического поля при прохождении атмосферных фронтов существенно отличается от его поведения в условиях «хорошей погоды». Рассмотрим один из атмосферных фронтов наблюдавшийся 9 сентября 2012 г. (рис. 2). Аномальный рост значений напряженности электрического поля начинается примерно за 60– 30 минут до прохождения осевой линии холодного фронта над местом регистрации, одновременно с началом падения атмосферного давления. Регистрируются высокочастотные импульсы, свидетельствующие о том, что приближающийся



Рис. 3. Пример регистрации грозовых электрических разрядов с помощью ИНЭП при приближении грозового фронта



Рис. 4. Пример записи геофизических полей при прохождении грозового фронта. 1, 2, 3 – трехкомпонентный сейсмический датчик (Z, NS, EW); 4 – микробарометр; 5 – регистратор электрического поля в грунте

фронт – грозовой (рис. 3). Во время прохождения фронта увеличивается общий уровень сейсмического фона из-за ветровых помех и появления акустических сигналов от молниевых разрядов.

На рис. 4 представлен фрагмент регистрации геофизическим комплексом грозового разряда в ближнем районе. Использование одновременной регистрации напряженности электрического поля и сейсмоакустических колебаний дает возможность определить точное время грозового разряда, что позволяет повысить точность локации источника акустического возмущения. Как видно из рисунков 2 и 3, сигналы от грозовых разрядов имеют крутой передний фронт и хорошо выделяются среди фоновых вариаций электрического поля. Анализ записей атмосферного электрического поля (вертикальная компонента напряженности поля,  $E_z(t)$ ) и электрического поля в грунте (горизонтальные компоненты напряженности поля  $E_x(t)$  и  $E_y(t)$ ) позволяет определить общее время, в течение которого могут наблюдаться возмущения, связанные с прохождением грозового фронта. В работе [Соловьев, Локтев, 2013] оценены расстояния от точки регистрации электрического поля до грозового облака для тех случаев, когда сигналы от разрядов уверенно выделяются среди фоновых вариаций электрического поля. На записях, полученных в Нижегородской области, минимальная амплитуда таких сигналов составляла  $\Delta E_z = 5-10$  В/м, а расстояния до грозовых облаков находились в пределах от 30 до 60 км.

Система регистрации, состоящая из разнесенных в пространстве акустических (инфразвуковых) датчиков, позволяет оценить три пространственные координаты источника сигналов, как точку пересечения трех гиперболоидов вращения вокруг соответствующих баз [Харламов, 2003]. При расположении приемников на горизонтальной плоскости (поверхности земли) система позволяет вычислить пространственную линию положения источника. Так для каждой пары датчиков, образующих соответствующую базу, при конкретной разности расстояний до этих датчиков, геометрическим местом источника будет гиперболоид вращения вокруг линии базы. Линия пересечения двух гиперболоидов, соответствующих двум базам, и будет возможным местом положения источника сигнала в пространстве. Для нахождения точки на ней, определяющей координаты источника, необходима дополнительная информация. Определение угла є места источника сигнала, позволит построить из начала координат конус с углом є. Точка пересечения его с линией пересечения гиперболоидов даст место источника сигнала.

Рассмотрим несколько примеров регистрации инфразвуковых сигналов в 3-х пунктах. На рис. 5 показаны сигналы, зарегистрированные тремя датчиками, в одном из случаев. Вычисленные методом РМСС (Progressive Multichannel Cross-Correlation method) [Cansi, 1995; Рыбнов, Харламов, 2005] азимут  $\varphi$  на источник и скорость следа *V* для этих сигналов, дают следующие значения  $\varphi = 235^{\circ}$  и *V* = 340 м/с. Для другого случая получены значения  $\varphi = 255^{\circ}$  и *V* = 354 м/с. По соотношению скоростей *V* и реальной скорости звука *c* = 330 м/с оценивается угол места источника сигнала

$$\varepsilon = \arccos\left(\frac{c}{V}\right)$$

По разности времен вступлений сигналов, зарегистрированных в каждом из пунктов наблюдений, и реальной скорости звука вычисляются разности расстоя-



Рис. 5. Инфразвуковые сигналы, зарегистрированные датчиками в трех пунктах наблюдений



Рис. 6. Линия положения источника сигнала в пространстве и ее проекции на координатные плоскости; ☆ – точка источника сигнала с координатами X = -1200 м, Y = -1500 м, Z = 600 м (пространственное решение) и ■ – точка источника сигнала X = -434 м, Y = -978 м при решении на плоскости

ний до каждой пары пунктов, строятся гиперболоиды и их пространственные линии пересечения, которые изображены на рис. 6. Отмечены пункты источников сигналов, которые получены как точки пересечения линий положения с конусом с углом є. Проекции точек источника сигнала на плоскость  $x\partial y$  определяют пеленг для пространственной и плоской задачи. Точка пересечения гипербол на плоскости при решении плоской задачи (-242 м, -1031 м) совпадает с точкой пересечения линии положения источника с плоскостью  $x\partial y$ , как показано на рис. 6. Видны точки пересечения линий положения с проекцией конуса на эту плоскость, которые определяют дальность r и высоту h источника. Всего за время регистрации сейсмическими датчиками было зарегистрировано порядка 300 сигналов имеющих акустическую природу. Эти сигналы отмечаются в любое время суток: как в дневные, так и в ночные часы.

#### Выводы

Анализ данных комплексных геофизических наблюдений, полученных в августе-октябре 2012 года, показал, что проведение регистрации инфразвуковых колебаний, атмосферного электрического поля и поля в грунте позволяет выделить сейсмические сигналы, имеющие акустическую природу. Использование микробарометров совместно с сейсмометрами в группе дает возможность не только определить природу сейсмических сигналов, но провести локацию их источников в пространстве. Предложенная методика локации имеет преимущество в сравнении с другими методами локации, так как более точно определяет направление на источник и дополнительно позволяет определить высоту источника атмосферного возмущения в ближней зоне (на расстояниях соизмеримых с размером базы регистрации). Контроль электрического поля позволяет определить время прохождения атмосферных фронтов в районе регистрации, а также определить время электрического разряда при локации грозовых разрядов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00578а).

# Литература

Бугаев Е.Г., Кишкина С.Б. Метод сейсмического мониторинга территории объектов атомной энергетики на Восточно-Европейской платформе // Проблемы взаимодействующих геосфер: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. С. 147–155.

Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Санина И.А. и др. Сейсмологический мониторинг проектируемой площадки Нижегородской АЭС с использованием малоапертурной группы // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 3: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2012. С. 57–65.

Рыбнов Ю.С., Харламов В.А., Евменов В.Ф. Инфразвуковая система регистрации акустикогравитационных волн // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер: сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2005, с. 29-33.

Соловьев С.П., Локтев Д.Н. Комплексный мониторинг геофизических процессов в приповерхностном слое земной коры // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 4: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2013. (в печати).

*Харламов В.А.* Измерение координат источников инфразвука в трехмерном пространстве // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Книга 2: сб. научн. тр. ИДГ РАН. М., 2003. С. 386-396.

*Canci Y.*(1995). An automatic seismic event processing for detection and location: The PMCC method // Geophys. Res. Lett., 22, p. 1021-1024, doi:10.1029/95GL00468.

# ЭФФЕКТЫ ТРИГГЕРНОГО ИНИЦИИРОВАНИЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ АТМОСФЕРНЫМ ДАВЛЕНИЕМ

# В.Г. Спунгин

## Институт динамики геосфер РАН, Москва

Приведены данные натурных наблюдений микросейсмической эмиссии на двух локальных участках в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Установлена отрицательная корреляция интенсивности микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением, нелинейный характер проявления которой свидетельствует о ее возможном триггерном механизме. С помощью метода скользящей корреляции исследована динамика связи интенсивности микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением и двумя другими экзогенными факторами.

#### Введение

Локальная микросейсмичность относится к прямым признакам современных деформационных процессов в геологической среде. Микросейсмические события (MC) маркируют зоны локальных разрывных нарушений, активных в верхней, приповерхностной части земной коры. Выделение и оценка современной активности этих нарушений является одной из основных задач инженерной геологии при выборе площадок под строительство долговременных сооружений. Режим излучения MC средой в целом подобен режиму более сильных сейсмических событий. Отмечаются периоды высокой активности и периоды затишья. Длительность этих периодов и количество событий, излучаемых средой в течение одного периода, различны и определяются региональной эндогенной геодинамикой, влиянием экзогенных факторов, и свойствами среды на участках наблюдений. Ранее для отдельных участков Фенноскандии автором отмечались корреляционные связи интенсивности микросейсмической эмиссии (МЭ) с гармониками лунно-солнечных приливов и атмосферным давлением [Спунгин, 2007; Спунгин и др., 2011].

Атмосферное давление является мощным экзогенным фактором, вызывающим целый ряд динамических явлений на поверхности и в недрах земной коры. С контрастными перепадами атмосферного давления связаны изменения напряженного состояния земной коры и динамики подземных вод, штормовые ветра и волны на поверхности водных бассейнов при прохождении атмосферных фронтов. Все эти процессы оказывают сильное влияние на поле сейсмических колебаний. Связь микросейсмических колебаний с ударами морских волн о берега отмечалась более сотни лет назад [Wiechert, 1904]. Начиная со второй половины прошлого столетия, проводятся исследования связи сейсмической активности со штормовыми микросейсмами, атмосферным давлением и другими метеорологическими явлениями: Оценки этих связей для разных районов неоднозначны. Корреляция штормовых микросейсм с сейсмичностью была установлена для ряда прибрежных районов России и Америки [Науменко, 1979]. Для Курильских о-вов и озера Байкал было выявлено, что во время штормов уменьшается проявление сейсмичности в районах, расположенных под акваториями [Табулевич, 2000]. Для района Гармского полигона, напротив, наличие статистически значимых корреляций между сейсмической активностью, атмосферным давлением и скоростью ветра не установлено [Дещеревский и Сидорин, 2008]. В.Н. Боков отмечает связь сильных землетрясений с обширными пространственными вариациями атмосферного давления и утверждает, что изменения атмосферного давления влияют на процессы образования трещин на глубинах до нескольких км [Боков, 2008].

В данной статье подробно рассматривается связь МЭ с атмосферным давлением, проявившаяся на двух локальных участках, расположенных на юго-востоке Фенноскандинавского щита: на участках Заонежский, находящемся на одноименном полуострове в Карелии, и Поньгома, в Кемском районе Карелии. На обоих участках отмечается увеличение интенсивности МЭ с понижением атмосферного давления. Для анализа динамики связи интенсивности МЭ с атмосферным давлением, и двумя другими экзогенными факторами (среднечасовым значением квадрата скорости вертикальной составляющей сейсмического шума и высотой лунно-солнечного прилива) опробован метод скользящей корреляции.

#### Участки и методика наблюдений

В геологическом строении рассматриваемых участков и методике, выполненных на них сейсмических наблюдений, много общего. На обоих участках кристаллические породы древнего фундамента выходят на поверхность (рис. 1). На участке Заонежский – это твердые массивные габбро-диабазы с возрастом более 1,75 млрд лет, а на участке Поньгома – мигматиты и гнейсы архейского возраста. На обоих участках обнаружены сильно разрушенные, раздробленные коренные породы, идентифицируемые как сейсмодислокации постгляциального периода. Геологическое строение, сеймотектоника и сейсмодислокации участков подробно описаны в [Глубинное, 2004; Макаров и Щукин, 2007; Спунгин и др. 2011 и др.].

Методика и длительность наблюдений МЭ на обоих участках были практически идентичны. Регистрация МЭ выполнялась с мобильной локальной сетью из четырех сейсмических пунктов, два из которых трехкомпонентные, и два с регистрацией только вертикальной составляющей. Датчиками служили сейсмоприемники СМЗ-КВЭ с коэффициентом преобразования сейсмического канала ~ 4·10<sup>5</sup> В/м/с в полосе 0,5–40 Гц. На всех пунктах сейсмоприемники устанавливались на выходы коренных скальных пород и крепились цементным раствором, рис. 2. В качестве регистратора использовался стандартный ноутбук с 14-разрядным АЦП и частотой оцифровки 200 Гц. Методика выделения МС подробно описана в [Спунгин, 2007]. Основными критериями идентификации МС являлись: регистрация минимум на трех пунктах сейсмических наблюдений и отличие амплитудно-частотных характеристик сигналов от сигналов антропогенного происхождения.

Измерения атмосферного давления на участке Заонежский выполнялись с помощью барометра-анероида М-110 с частотой – одно измерение за три часа. На участке Поньгома – с помощью метеостанции Meteo Logic 02937 Шведского производства и интервалом 1 час. Длительность непрерывных наблюдений на участках Заонежский составила 17 суток, Поньгома – 14.



**Рис. 1.** Обнажения коренных пород на участке Поньгома, вдали – жилые строения пос. Поньгома



Рис. 2. Установка 3-х компонентного сейсмопункта на участке Поньгома

# Результаты наблюдений, обработка и обсуждение полученных данных

На участке Заонежский в течение периода наблюдений (с 5 по 22 августа 2006 г) было зарегистрировано 496 местных МС. В отдельные часы количество регистрируемых МС изменялась от 0 до 38 МС/час (рис. 3), а среднесуточная МЭ



Рис. 3. Графики интенсивности микросейсмической эмиссии и атмосферного давления на участке Заонежский

составила около 30 МС. Максимальная продолжительность перерывов МЭ (затиший) достигала 10–15 часов. Атмосферное давление за период наблюдений находилось в диапазоне от 744 до 760 мм рт. ст. На рис. 3 хорошо видна отрицательная корреляция интенсивности МЭ с изменениями атмосферного давления. Максимумы среднечасовой и среднесуточной МЭ зарегистрированы в периоды минимальных уровней атмосферного давления.

Так, 10 августа, когда давление на короткое время упало до 751 мм рт. ст., наблюдалось повышение интенсивности МЭ до 13 МС/час. А в период с 17 по 20 августа, когда давление опустилось еще ниже, и находилось в пределах от 744 до 749 мм рт. ст., интенсивность суточной и часовой МЭ достигают своих наибольших значений: ~ 88 МС/сутки, и 32–38 МС/час, соответственно. В период наиболее высокого уровня атмосферного давления (758–760 мм рт. ст.), с 13 по 14 августа, интенсивность среднечасовой МЭ напротив, не превышала 3–5 МС/час. Когда после этого периода давление начало опускаться и его падение продолжалось в течение двух суток, уровни часовой и суточной МЭ выросли более чем в два раза: с 4–5 до 9–11 МС/час и от ~ 15 до ~ 33 МС/сутки.

На участке Поньгома в течение периода наблюдений (с 5 по 19 августа 2011 г.) были зарегистрированы 64 МС. Среднесуточное количество МС составило здесь 4,7, что свидетельствует об относительно низкой текущей активности данного участка по сравнению с участком Заонежский. При этом диапазон изменений атмосферного давления на участке Поньгома был почти вдвое выше по сравнению с участком Заонежский и находился в пределах от 739 до 767 мм рт. ст. На рис. 4 видно, что, как и на участке Заонежский, периоды повышенной интенсивности эмиссии на участке Поньгома наблюдались при пониженном атмосферном давлении: 6 и 10 августа, когда величина давления составляла 743–752 мм рт. ст.

Кроме того, на участке Поньгома отмечается важная особенность связи микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением, заключающаяся в том, что в период максимально высокого давления (763–767 мм рт. ст.) МЭ на участке прекратилась совсем и не наблюдалась в течение 2 суток и 8 часов. И только после того, как атмосферное давление на участке Поньгома стало падать и опустилось



Рис. 4. Графики интенсивности микросейсмической эмиссии и атмосферного давления на участке Поньгома

ниже 763 мм рт. ст., МЭ на участке Поньгома возобновилась, и ее уровни оказались максимальными для всего периода нашей регистрации. Отметим, что длительность затиший (периодов прекращения МЭ) на шести других локальных участках юго-востока Фенноскандии, где проводились аналогичные сейсмические наблюдения, не превышала 15 часов [Спунгин, 2007]. По-видимому, аномально долгий период затишья на участке Поньгома (56 часов) обусловлен, с одной стороны, его пониженной, по сравнению с участком Заонежский, современной эндогенной активностью и, с другой - связан с длительным периодом высокого атмосферного давления, в течение которого МЭ была, очевидно, «подавлена» этим давлением.

По-видимому, интенсивность МЭ зависит не только от относительной величины падения атмосферного давления, но и от длительности периода высокого давления, в течение которого МЭ подавлялась им. Чем длительнее был период высокого давления, подавлявшего МЭ, тем более высокой становится интенсивность МЭ после его снятия.

Для анализа динамики связи интенсивности с атмосферным давлением, а также двумя другими экзогенными факторами использован метод "скользящей корреляции". Суть метода заключается в том, что коэффициент корреляции рассчитывается не для всего ряда наблюдений, а для последовательности перекрывающихся временных отрезков (окон) заданной длины со сдвигом на одну точку при каждом вычислении. Графики изменения коэффициентов скользящей корреляции отражают эволюцию сил корреляционной связи во времени и ее тенденции в различные временные периоды.

Впервые понятие «скользящего коэффициента корреляции» было предложено в начале прошлого века [Бобров, 1924] и примерно тогда же использовано отечественными статистиками Н.С. Четвериковым и Е.В. Луневой для изучения эволюции связи хлебных цен с урожаями ржи, пшеницы и овса в период с 1883 по 1913 гг. [Четвериков, 1963]. В последствии этот метод долго не находил широкого применения и, очевидно, был забыт. И уже в начале нашего века был представлен Т.И. Волковой и В.Г. Корягиным как «новый инструмент» для анализа динамики силы зависимости между российским фондовым рынком, рынками акций США и нефти в различных условиях состояния экономики [Волкова и Корягин, 2009]. В геологии метод скользящей корреляции нашел применение лишь при сопоставлении разрезов «немых» толщ горных пород, в котором взаимное положение двух разрезов определяется путем вычисления значений взаимной корреляционной функции. [Геологический, 1973].

В данной работе метод скользящей корреляции использован для анализа динамики связи интенсивности МЭ на участке Заонежский с атмосферным давлением, среднечасовым значением квадрата скорости вертикальной составляющей сейсмического шума (величиной, пропорциональной энергии сейсмического шума) и высотой лунно-солнечного прилива.

Предварительно исходные ряды данных были приведены к единому интервалу дискретизации (1 час), выполнена стандартизация исходных рядов, их сглаживание и расчет парных коэффициентов линейной корреляции для всей длины исходных рядов. Стандартизация исходных рядов данных заключалась в приведение их к общепринятому единому безразмерному виду по формуле

# Xстанд = (X(t)-Xсp) / $\sigma_{cr.}$ ,

где Xcp и  $\sigma_{cr}$  – среднее значение и стандартное отклонение ряда X(t). Сглаживание рядов выполнено методом текущего среднего по 24 точкам.

Величины коэффициентов корреляции МЭ с экзогенными факторами, рассчитанные без сглаживания рядов, находятся в диапазоне от -0,126 до 0,135, после сглаживания – в диапазоне от -0,484 до 0,439. Корреляция отрицательная с рядами давления и сейсмического шума, и положительная с рядом высоты прилива. Наиболее сильная корреляционная связь (r = -0,484) из всех рассмотренных пар рядов у интенсивности микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением.

Коэффициенты скользящей корреляции вычислялись для 24-часовых перекрывающихся периодов. Графики полученных рядов скользящей корреляции приведены на рис. 5 для периода, визуально отмечаемой на рис. 3 сильной корреляции МЭ и атмосферного давления: с 12 часов 11 августа и до 12 часов 19 августа. Анализ графиков показывает, что в отдельные периоды коэффициенты скользящей корреляции интенсивности МЭ со всеми экзогенными факторами достигают высоких значений, близких к 1, свидетельствующих о сильной, близкой к линейной, статистической связи. При этом направление связи (также со всеми экзогенными факторами) в одни периоды времени может быть положительным, а в другие – отрицательным, и эти периоды для разных экзогенных факторов неодинаковы. В одни временные интервалы направление корреляции МЭ с отдельными факторами совпадает, а в другие (с теми же) – противоположно. Смена направления корреляции или тенденций связи исследуемых параметров происходит достаточно быстро, в течение нескольких часов.

Длительность периодов, в течение которых коэффициент скользящей корреляции сохраняет свое значение и знак, неодинакова и для различных факторов меняется в пределах от нескольких часов до суток и более. Наиболее долгий период, в течение которого коэффициент скользящей корреляции сохранял знак и высокую величину (от -0,70 до -0,90) составил 35 часов, и наблюдался с 19 часов 17 августа до 05 часов 19 августа для интенсивности МЭ и среднечасового квадрата скорости вертикальной составляющей сейсмического шума. Примерно в это же время, с 09 часов 18 августа до 05 часов 19 августа наблюдалась и сильная



**Рис. 5.** Графики коэффициентов скользящей корреляции интенсивности МЭ с высотой лунно-солнечного прилива (*r*1), среднечасовым квадратом вертикальной составляющей сейсмического шума (*r*2) и атмосферным давлением (*r*3)

корреляционная связь интенсивности микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением. Величина *r* для них в эти часы составляла от -0,77 до -0,95. Поскольку в это же время наблюдались и наиболее высокие уровни интенсивности микросейсмической эмиссии, до 30 и более МС/час, допустимо предположить, что в течение данного периода времени атмосферное давление и энергия сейсмического шума оказывали согласованное действие на интенсивность микросейсмической эмиссии. В другие периоды времени (например, с 12 часов 13 августа до 08 часов 14 августа, а также с 22 часов 15 августа до 00 часов 17 августа) корреляция МЭ с этими же экзогенными факторами была противоположной по знаку. Поскольку интенсивность МЭ в эти периоды была относительно мала (см. рис. 3), не исключено, что это явилось следствием рассогласованности влияния этих факторов в данные периоды времени.

# Выводы и заключение

На двух локальных участках в юго-восточной части Фенноскандинавского щита установлена отрицательная корреляционная связь интенсивности микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением, нелинейный, сложный характер проявления которой свидетельствует о ее триггерном механизме. Повидимому, частичная разгрузка массива горных пород, происходящая при снижении атмосферного давления, вызывает активизацию эндогенных процессов и, соответственно, увеличение интенсивности микросейсмической эмиссии.

С помощью метода скользящей корреляции исследована динамика связи интенсивности микросейсмической эмиссии с атмосферным давлением и двумя другими экзогенными факторами. Установлено, что направление корреляционной связи со всеми экзогенными факторами в одни периоды времени может быть положительным, а в другие – отрицательным и эти периоды для разных экзогенных факторов неодинаковы. Предполагается, что метод скользящей корреляции может использоваться для выделения периодов согласованного влияния разных экзогенных факторов на микросейсмическую эмиссию. Представляется перспективным использование метода скользящей корреляции для анализа временных рядов геофизических данных.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, (проект 11-05-00702-а).

#### Литература

Бобров С.П. Коньюнктурные кривые 1922/23 г. // Экономическое обозрение. 1924. 7 вып. С. 30-31.

Боков В.Н. Триггерный эффект пространственно-временной изменчивости атмосферной циркуляции в возникновении землетрясений // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. С-Петербург, 2008. 51 с.

Волкова Т.И., Корягин В.Г. Исследование изменений зависимостей между финансовыми рынкам // Вестник КГТУ. 2009. № 1. С. 11-13.

Геологический словарь. Том 1. М.: Недра, 1973. С. 434.

*Глубинное* строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Поиск корреляции сейсмичности Гармского полигона с атмосферным давлением и скоростью ветра // Геофизические исследования. 2008. Том 9. № 1. С. 5-15.

Макаров В.И., Щукин Ю.К. О сейсмотектонике Заонежского полуострова (Карелия) и некоторых общих вопросах новейшей геодинамики области сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: тр. Международ. геол. конф. Казань: Изд-во Каз. ГУ, 2007. Т. 1. С. 33-39.

Науменко Б.Н. Явление частичной ликвидации тектонических напряжений штормовыми микросейсмами // Физика Земли. 1979. № 8. С. 72-75.

Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне озера Байкал // Сейсмические опасность и воздействия: тезисы Международной научной конференции, посвященной памяти профессора О.В. Павлова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. С. 28-29.

Спунгин В.Г. Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений Восточно-Европейской платформы // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 2. Микросейсмичность / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 81-90.

Спунгин В.Г., Макаров В.И., Бурчик В.Н., Сыстра Ю.Й. Микросейсмичность участка Заонежский (Карелия), ее связи с экзогенными факторами и особенностями геологического строения // Геоэкология. 2011. № 1. С. 49–57.

*Четвериков Н.С.* Статистические и стохастические исследования. М.: Госстатиздат, 1963. 299 с.

# ИНИЦИИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ТЕХНОГЕННЫМИ ВОЗДЕЙСТВИЯМИ

# ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ИНИЦИИРОВАННЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕМ ВОДНЫХ МАСС

# О.Н. Галаганов, Т.В. Гусева, И.С. Крупенникова, А.Н. Мокрова

#### Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Инструментальный контроль за современными движениями и деформациями земной коры должен быть непременно организован на территории и инженернотехнических сооружениях гидроэнергетических объектов, где происходят сезонные (в том числе паводковые) и ежедневные перемещения огромных водных масс. Одной из разновидностей таких сооружений является гидроаккумулирующая электростанция (ГАЭС), созданная в 100 км на север от Москвы на Клинско-Дмитровской гряде в долине р. Кунья. Здесь ежедневно производится закачка вверх и сброс вниз более 20 млн м<sup>3</sup>. Такое режимное воздействие на окружающую среду может послужить триггером возникновения аномальных оползневых явлений. С конца прошлого века началось внедрение глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) в комплекс инструментального контроля за деформациями на ЗГАЭС. Это позволяет два раза в год быстро оценивать взаимные пространственно-временные перемещения закрепленных пунктов и всего деформационного поля, определить степень их относительной стабильности, оценить устойчивость опорных пунктов локальной сети относительно удаленных пунктов IGS.

Одним из объектов постоянного контроля за деформационными процессами являются крупные гидротехнические сооружения, где ежедневные и сезонные перемещения огромных водных масс может служить триггером для возникновения аномальных проявлений пространственно-временных изменений деформационного поля. Институт физики Земли РАН много лет проводит изучение деформационных процессов с применением глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) в комплексе с традиционными геодезическими методами на площадях эксплуатации и строительства крупных гидроэнергетических комплексов.

## Гидроаккумулирующие электростанции и их задачи

Гидроаккумулирующие электростанции (ГАЭС) являются разновидностью гидроэлектростанций, и в связи с этим имеют ряд особенностей при эксплуатации как собственных, так и характерных для ГЭС. Они не вырабатывают энергию самостоятельно, а лишь накапливают её, перекачивая воду из нижнего бассейна, и возвращают обратно в систему, спуская воду из верхнего бассейна, при этом КПД обычно составляет 0,75. Однако основная задача ГАЭС – сглаживание пиковых нагрузок крупных энергосистем. Их строят также в связке с атомными электростанциями, так как строительство такого совмещённого комплекса позволяет снизить расходы на выдачу энергетических мощностей по сравнению с раздельным строительством электростанций.

Гидроаккумулирующие электростанции (ГАЭС) появились в Западной Европе в конце XIX века: первая в 1882 году в Швейцарии, вблизи Цюриха мощностью всего 103 кВт, другая – спустя 12 лет в Италии, на одной из прядильных фабрик. К началу XX века общее число ГАЭС в мире не превышало четырёх, к началу 1960-х оно достигло 72, а к 2010 году возросло до 460 [Родионов, 2010]. Зарубежный опыт работы энергосистем с преобладанием ТЭС и АЭС показывает, что для их оптимальной работы необходимо иметь ГАЭС с суммарной мощностью 10-12 % от мощности всех электростанций, входящих в состав энергосистемы (классический пример – Великобритания). Первая в СССР Киевская гидроаккумулирующая электростанция, построенная на правом берегу р. Днепр. введенная в эксплуатацию в 1970-1972 гг., является частью каскада гидроэлектростанций на территории Украины. Первой в России можно считать ГАЭС возле посёлка Водораздельный Прикубанского района, строительство которой было начато в 1963 г., используя перепад высот между Большим Ставропольским каналом и Кубанским водохранилищем. Введение в эксплуатацию Кубанской ГАЭС состоялось в 1968-1969 годы. По режиму работы эта станция не является «классической» ГАЭС, предназначенной для работы в пиковой части графика нагрузок, поскольку работает в сезонном режиме: в мае-августе ГАЭС работает в насосном режиме, заполняя водохранилище, а в сентябре-апреле ГАЭС, работая в турбинном режиме, опорожняет водохранилище. В 2013 г. по гидроаккумулирующей схеме ещё эксплуатировались комплекс канала им. Москвы и Загорская ГАЭС. Необходимость создания подобных комплексов постоянно возрастает. В настоящее время идет строительство Загорской ГАЭС-2, Зеленчукской ГЭС-ГАЭС, Ленинградской ГАЭС на реке Шапше. Проектируется создание Владимирской на реке Клязьма, Курской на водоеме-охладителе Курской АЭС, Волоколамской на реке Сестра, Центральной на реке Тудовка, Лабинской на реке Лаба.

# Загорская гидроаккумулирующая электростанция

В работе ГАЭС различают два основных режима - турбинный режим работы и насосный. В часы, когда в энергосистеме избыток электрической энергии, (преимущественно, ночью), гидроагрегаты ГАЭС работают в качестве насосов и, потребляя дешевую избыточную электроэнергию, перекачивают воду из нижнего бассейна в верхний аккумулирующий бассейн на высоту несколько десятков или сотен метров. В часы, когда в энергосистеме образуется дефицит генерирующей мощности, преимущественно – в утренние часы и вечернее время, гидроагрегаты ГАЭС работают в качестве генераторов и превращают энергию падающей воды в электрическую. Она поступает в объединенную энергосистему. ЗГАЭС входит в состав Московской энергетической системы для сглаживания пиковых нагрузок. Решение о строительстве Загорской гидроаккумулирующей электростанции в Сергиево-Посадском районе было принято в 1974 году. На полную проектную мощность станция вышла в 2000 г. При выборе места расположения ГАЭС определяющим требованием являлось обеспечение разности высот между верхним и нижним бассейнами 100 м. Такое место было выбрано в долине р. Кунья. Территория приурочена к северо-западному склону Клинско-Дмитровской гряды Восточно-Европейской платформы и имеет довольно сложные инженерногеологические условия. Коренная часть геологического разреза территории Загорской ГАЭС сложена породами мелового возраста с чередованием субгоризонтально залегающих пластов песчаного и глинистого составов (рис. 1).

В сейсмическом отношении район, как и практически вся территория Центрально-Европейской части России, не является опасным. Но существенную роль



**Рис. 1.** Схематический геологический разрез через долину р. Куньи на участке размещения ЗГАЭС

на территории региона играют оползневые процессы. Уже в процессе строительства станции рядом с трассой трубопроводов возникло два опасных оползня в связи, с чем был проведён ряд инженерных работ по их ликвидации. Именно оползневые проявления на территории ЗГАЭС являются предметом постоянного контроля, которые еще могут быть спровоцированы ежесуточным перемещением значительных масс воды (более 20 млн м<sup>3</sup>) из нижнего бассейна в верхний, и наоборот. Диапазон сезонных колебаний водного уровня нижнего бьефа достигает 8 м. Перемещение таких масс воды не может не оказывать влияния на деформации здания водоприёмника и устойчивость грунтового массива основания сооружений.

# Организация инструментальных наблюдений

Первые геодезические измерения для изучения современных движений и деформаций были начаты еще в период изысканий. Для этого была создана сеть пунктов на обоих берегах реки Кунья, и наземными планово-высотными измерениями были выявлены участки оползневых проявлений [Карлсон и др., 2000]. ГНСС измерения были впервые проведены на ЗГАЭС в 1994 г. по инициативе АО «Институт Гидропроект» [Пик и др., 1996]. В течение шести лет эти наблюдения выполнялись научно-исследовательским центром «Геодинамика» при МИИГАиК с помощью аппаратуры фирмы «Leica» Швейцария [Генике, Черненко, 2003].

Начиная с 2000 г. ГНСС измерения ведутся сотрудниками ИФЗ РАН. Наблюдения проводятся по два раза в год (кроме 2006 г., когда был проведён один цикл измерений): весной, обычно в мае, по завершению периода снеготаяния и половодья и осенью, чаще в ноябре, перед началом устойчивых заморозков.



Рис. 2. Схема расположения опорных (треугольники) и рабочих (кружки) пунктов спутниковых измерений на деформационной сети ЗГАЭС. Прямоугольником показана область, в пределах которой производятся детальные наблюдения за осадками

На территории площадью  $6 \times 5 \text{ км}^2$  создана сеть из четырех десятков основательно закрепленных пунктов в грунте и на инженерных сооружениях (рис. 2). Геодезистами станции обеспечено качественное закрепление пунктов и их долговременная сохранность. Большая часть пунктов представляет собой металлическую трубу, возвышающуюся над поверхностью земли на 1,2 м и закрепленную в грунте на глубине 2 м. В верхней части знака имеется устройство для точного центрирования приемных антенн, на расстоянии 0,3 м от поверхности земли к трубе приварена реперная марка для нивелирования. В наблюдательную сеть включены три фундаментальных репера с закреплением якоря в грунте на глубине 16 м. На сооружениях, где невозможно закрепить пункты в грунте, для установки приемных антенн используются бетонные тумбы.

Прецизионные измерения ГНСС выполняются два раза в год с использованием двухчастотных приемников фирм Trimble и Javad, регистрация спутниковых сигналов ведётся через 30 с. Все пункты включены в сеть повторных точных нивелировок и частично совмещены с установками обратных отвесов. Программа наблюдений предусматривает различную длительность наблюдений на пунктах: от непрерывных в течение нескольких суток на опорных, до суточных – на особо важных для оценки возникающих деформаций, полусуточных – на важных и не менее 6-ти часов на остальных. Всего с ноября 2000 по май 2013 гг. выполнено 25 циклов измерений ГНСС.

#### Обработка и результаты

Обработка «сырых» данных регистрации спутниковых сигналов на пунктах локальной деформационной сети ЗГАЭС производится по программе Trimble Total Control, контрольная – по программе GIODIS. Анализ получаемых координат в разных системах показывает, что не все каркасные пункты можно считать стабильными. Оценка устойчивости каркасных пунктов относительно удаленных пунктов IGS была выполнена по программе Bernese за разные эпохи (циклы) в международной геодинамической системе ITRF2008. В качестве референтных выбраны ближайшие к территории Загорской ГАЭС постоянно действующие станции IGS: Обнинск (MOBN), Менделеево (MDVJ), Светлое (SVTL), Арти (ARTU), Харьков (KHAR), Полтава (POLV), Рига (RIGA), Метцехови (METS). Оценка точности показала, что средняя квадратическая ошибка определения плановых координат каркасных пунктов деформационной сети составляет для северной компоненты 0,3 и 0,2 мм для восточной, а для эллипсоидальной высоты - 0,7 мм. Среднегодовые скорости горизонтальных движений территории гидроузла за период 2010-2012 гг. составляют в ITRF2008 26,2 мм/год при азимуте 59°. Скорости горизонтальных перемещений каркасных пунктов различаются между собой до 6 мм, причем более устойчивыми можно считать пункты 015 и 023, менее устойчивыми — пункты 027 и 024а. Вероятно, на устойчивость каркасных пунктов 027 и 024а оказывает влияние режимных суточных перемещений больших водных масс в верхнем и нижнем бьефах, вблизи которых эти пункты расположены. Поэтому при вычислении условных геоцентрических и прямоугольных координат локальной деформационной сети ЗГАЭС и их изменений в качестве исходного неподвижного во времени принят пункт 015. В результате получено, что местам расположения пунктов свойственны направленные изменения плановых и высотных компонент прямоугольных координат относительно пункта 015, на фоне которых происходят знакопеременные вариации с разными периодами, часто заметны вариации сезонного характера. Пример изменения горизонтальных ( $\Delta X$  – север-юг,  $\Delta Y$  – восток-запад) и вертикальной составляющих перемещений пункта T-2, расположенного на водоприемнике по оси водонапорных труб, представлен на рис. 3.

По определенным плановым и вертикальным изменениям местоположений пунктов наблюдений, проанализированных после выполненного цикла измерений, делается заключение об активности отдельных участков. Для оценки скоростей упорядоченных трендовых смещений выполнена линейная аппроксимация отдельных компонент движений. В результате определено, что фон среднегодовых плановых смещений достаточно спокойный и составляет 1-2 мм/год и только у двух пунктов несколько превышает эти значения. Используя аппроксимированные скорости, была построена карта векторов скоростей горизонтальных движений территории ЗГАЭС, дающая представление о характере накопления горизонтальных смещений за 13-летний временной интервал (рис. 4).

На правом берегу реки горизонтальные смещения пунктов небольшие (менее миллиметра в год) при юго-западной их ориентировке. Месту расположения основных сооружений гидроузла на левом берегу реки свойственен более сложный характер горизонтальных движений, значения скоростей увеличиваются до 2-х и даже 3-х мм/год, а основное направление смещений, в основном, ориентировано



**Рис. 3.** Временной ход изменения компонент перемещений пункта T-2: плановых: ΔX – увеличение на север, уменьшение на юг, ΔY – увеличение на восток, уменьшение на запад ; ΔH – опускание по высоте вниз





на юг и юго-запад, и только некоторые пункты смещаются на юго-восток. Возможно, что преимущественная ориентировка горизонтальных смещений на югозапад вызвана влиянием примыкающего с юга крупномасштабного строительства ЗГАЭС-2.



Рис. 5. Карта скоростей вертикальных движений по линейной аппроксимации данных ГНСС измерений за 2000-2013 гг. Изолинии проведены через 0,5 мм/год

Контролю за временными изменениями вертикальных перемещений на станции всегда придается большое значение. Свою лепту вносят и измерения ГНСС, хотя точность их меньше, чем у прецизионного геометрического нивелирования. Среднегодовые скорости относительных вертикальных движений на территории исследуемого объекта значительно больше горизонтальных. На рис. 5 представлена карта скоростей вертикальных движений территории ЗГАЭС по аппроксимированным данным временных рядов изменений за 13-ти летний период. Поднятие до 2 мм/год характерно для правого берега нижнего бассейна и территории населенного пункта Богородское. Большей части исследуемой территории свойственно опускание не более 5 мм/год. Проявляется большая дифференциация движений на участках вдоль напорных водоводов. Эти данные достаточно хорошо согласуются с результатами геометрического нивелирования [Гусева и др., 2011].

Кроме представленных здесь повторных измерений с использованием спутниковых технологий деформационный мониторинг включает: нивелирование, линейные, наклономерные наблюдения, регистрацию смещений обратными отвесами. Детальный анализ горизонтальных и вертикальных движений свидетельствует о наличии локальных деформационных процессов, вызванных режимным перемещением больших масс воды. Особенно четко это фиксируется наклономерными наблюдениями [Осика, 2009].

#### Выводы

Многолетнее режимное перемещение крупных водных масс способствует направленному остаточному пространственному деформированию территории и сооружений ЗГАЭС, на фоне которого происходят знакопеременные вариации с разными периодами.

Режимное перемещение воды оказывает влияние на устойчивость опорных пунктов локальной сети, расположенных вблизи водных бассейнов, относительно удаленных пунктов IGS. Не обнаружено четкого соответствия между суточным ходом перемещаемой воды и данными ГНСС наблюдений. Однако существующая система мониторинга угловых деформаций водоприёмника позволяет изучать как короткопериодные скрытые процессы, вызванные суточными вариациями нагрузок и собственными колебаниями объёма воды, так и долговременные изменения, связанные с остаточными деформациями.

Созданная система деформационного мониторинга позволяет вовремя устранить их влияние как триггерного эффекта и способствует долговременной безопасной эксплуатации ЗГАЭС.

## Литература

Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Розенберг Н. К., Передерин В.П. Деформационный мониторинг оползневых геологических структур // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания 22-24 июня 2010 г., Москва. М.: ГЕОС. 2010. С. 261-268.

*Генике А.А., Черненко В.В.* Исследование деформационных процессов Загорской ГАЭС спутниковыми методами // Геодезия и картография. 2003. № 2. С. 27-32.

*Генике А.А., Черненко В.В.* Комплексные исследования на локальных геодинамических полигонах // Геопрофи. 2003. № 2. С. 11-15.

Гусева Т.В., Передерин В.П., Розенберг Н.К., Черненко В.Н. Деформационный мониторинг расположения ответственных инженерных объектов // Геодинаміка. № 2 (11). 2011. Львов. С. 75-77.

Карлсон А.А., Клементьев В.С., Черненко В.Н. Геодезический контроль устойчивости склонов и сооружений Загорской ГАЭС // Гидротехническое строительство. 2000. № 4. С. 32-34.

Пик Л.И., Карлсон А.А., Бланк Л.М., Рыхальский Ю.К. Применение спутниковой геодезии при изучении подвижек склонов Загорской ГАЭС // Гидротехническое строительство. 1996. № 12.

*Родионов В.Г.* Оптимизация структуры генерирующих мощностей. Аккумуляторы – накопители энергии // Энергетика: проблемы настоящего и возможности будущего. М.: ЭНАС, 2010. С. 68-69.

Осика И.В. Оценка техногенного воздействия от работы гидроаккумулирующей электростанции на геологическую среду (на примере Загорской ГАЭС) // Диссер. на соискание учёной степени канд. г.-м. наук. М., 2009. 131 с.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОН КОНЦЕНТРАЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ И ДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ВЗРЫВОВ НА УДАРООПАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

# В.А. Еременко

#### Институт проблем комплексного освоения недр РАН, Москва

Рассмотрены признаки, формы и условия возникновения динамических проявлений в массиве горных пород при разработке месторождений склонных и опасных по горным ударам. Установлено, что взрывы являются триггером горных ударов, а также провоцируют толчки в эпицентральной зоне землетрясения.

# Введение

Железорудные месторождения Горной Шории и Хакасии располагаются в регионе современной тектонической активности недр [Курленя и др., 2005]. Горизонтальные напряжения превышают вертикальные вне зоны очистной выемки в 1,3–2,6 раза, в зоне – в 3,5–5,2 [Указания, 1991]. Глубина горных работ на месторождениях достигла 1050 м. При переходе горных работ на большую глубину увеличивается горное давление и изменяются физико-механические свойства горных пород. Применение системы разработки этажного принудительного обрушения с отработкой рудных тел сплошным фронтом без оставления целиков позволяет управлять горным давлением за счет погашения выработанного пространства обрушенными горными породами [Бронников и др., 1982: Еременко и др., 2008]. Наибольшее влияние на массив горных пород оказывают взрывные работы [Викторов и др., 2005]. Масса заряда ВВ технологических (в среднем 0,7– 20 т) и массовых взрывов (в среднем 120–370 т) изменяется от 0,5 до 700 т, при этом обрушается массив объемом от 30 до 250 тыс. м<sup>3</sup>.

Микросейсмическим методом регистрируются динамические явления с сейсмической энергией от 10 до  $10^9$  Дж (удары горно-тектонического типа, горные удары, микроудары, толчки и др.), сопровождающиеся выбросами руды (породы) в подземные выработки объемом свыше  $10 \text{ м}^3$ , разрушением крепи, смещением машин, механизмов и оборудования, приводящим к нарушению технологического процесса. На рис. 1 показано распределение гипоцентров динамических явлений на Таштагольском месторождении в период с 1 по 15 марта 2012 года. Контроль за региональным изменением напряженно-деформированного состояния массива горных пород осуществляется микросейсмическим, электрометрическим и деформационным (глубинные и контурные репера) методами [Mendecki, 1997].

Самым мощным динамическим явлением, произошедшим на Таштагольском руднике за весь период отработки месторождения, является горный удар, который произошел 25 декабря 1982 г. в 14 час 20 мин. В зону распространения горного удара на горизонт -140 м попали орты №№ 16, 17, 18, 19, 20, 21, кольцевой штрек; на горизонт -210 м – орты №№ 15, 16, 17, 18, 19. В течение нескольких недель после горного удара продолжались толчки и трески, прекратившиеся только 22 января 1983 г.



Рис. 1. Распределение гипоцентров динамических явлений на плане гор. -350 м (а) и вертикальном разрезе (б) Таштагольского месторождения после взрыва по блоку № 20-21 в этаже – 280÷-350 м. Значками обозначены события различных энергетических классов; 12000×12500, 11300×11900 – координаты *x* и *y*; -280, -350 горизонты в шахте; N – север



**Рис. 2.** Последствия горных ударов на Таштагольском руднике 25.12.1982 г. (а), 26.02.1984 г. (б), 30.01.2012 г. (в)

На рис. 2 показаны последствия горных ударов произошедшие на Таштагольском руднике в 1982, 1984 и 2012 гг.

# Признаки, формы и условия возникновения горных ударов

Горные удары происходят в краевой части массива горных пород на контуре горных выработок, рудных и породных целиков локально в одном месте с выбросом горной массы в выработки. Сопровождается резким звуком, сильным сотрясением горного массива, образованием пыли и воздушной волны, резким звуком [Указания, 1991].

Для возникновения динамического явления в форме горного удара необходимо наличие определенных факторов: природных (не управляемые) (силы тектонического происхождения, остаточные и современные тектонические напряжения, геологическое строение месторождения, глубина залегания руд и пород, рельеф местности и др.); техногенных или технических (управляемые) (системы разработки, наличие целиков и их ширина, размеры выработанного пространства, взрывные работы, пространственная конфигурация горных работ, зона опорного давления и др.) [Петухов и Батугина, 1999, Еременко и Семенякин, 2012]. На каждом отрабатываемом подземным способом месторождении обязательным условием является наличие обеих групп факторов, определенное сочетание которых в любой момент времени может вызвать проявление горного давления в форме горного удара. В этих условиях исключить полностью динамические проявления горного давления в массиве горных пород посредством каких-либо локальных или региональных мероприятий, не представляется возможным, так как сами эти мероприятия выступают в качестве технических факторов.

Установлены основные условия возникновения горного удара: действие в массиве напряжений, достигающих максимальных значений (условие достижения предельной нагрузки); жесткость внешней системы должна быть меньше жесткости разрушаемого элемента (пород очага) или приток энергии из внешней системы (вмещающих пород) в район вероятного очага должен превышать его способность поглотить данную энергию (условие неустойчивости); выделяющаяся при разрушении пород энергия должна быть достаточной для обеспечения разлета кусков горной массы со скоростью 4–5 м/с [Петухов и Батугина, 1999]. Также определены стадии горного удара: стадия, предшествующая горному удару – система горных пород достигает такого напряженно-деформированного состояния, при котором становится возможным переход отдельных её участков в предельное состояние; стадия потери устойчивости – в месте разрушения реализуется условие мягкого разрушения; стадия распространения волн динамического разрушения – спонтанное разрастание очага разрушения пород и его затухание.

При разработке железорудных месторождений Горной Шории и Хакасии горные удары происходят в основном в зоне ведения очистных работ, районе тектонических нарушений, на контактах разномодульных пород, зоне опорного давления, в районе подсечного пространства и днищ блоков, где находится наибольшее количество подготовительных и нарезных выработок и др. [Еременко, Котляров и др., 2012].

От 80 до 90% горных ударов провоцируются взрывными работами во время проведения массовых и технологических взрывов в массиве с предельным состоянием, где значения напряжений приближены или выше предела прочности горных пород. Взрывные волны оказывают значительное влияние на проявления горного давления в форме горных ударов при разработке месторождений на больших глубинах (рис. 3). Встретившись со свободной поверхностью, приходящая ударная волна отражается, создавая в этот момент сильные растягивающие напряжения вблизи контура обнажения. Последующие ударные волны выбрасывают ослабленную породу в выработку. В ближней зоне взрыва на расстоянии до 10–15  $R_o$  (где  $R_o$  – радиус заряда BB) от его центра, ударная волна имеет крутой фронт и сверхзвуковую скорость. В средней зоне на расстоянии от 10–15  $R_o$  до 400–500  $R_o$ , волна напряжений распространяется со звуковой скоростью, характеризуется полным тензором напряжений в элементарном объеме породы в средней области. В дальней зоне взрыва на расстоянии более 400–500  $R_o$  от его центра, амплитуда сейсмовзрывной или упругой волны приближается по величине к амплитуде обычных звуковых колебаний.



**Рис. 3.** Роль сейсмовзрывных волн в возникновении горных ударов от действия взрыва.

 горная выработка; 2 – очаг горного удара в бортах (а) и кровле выработки (б); 3 – очаг взрыва; σ<sub>1</sub> – направления действия главного максимального нормального напряжения в зоне влияния очистных работ

Определены параметры этих зон в массиве горных пород при проведении массовых взрывов на железорудных месторождениях Западной Сибири системой этажного принудительного обрушения с отбойкой руды пучками параллельносближенных скважинных зарядов ВВ Ø 105 мм, параллельно-сближенными скважинными зарядами ВВ Ø 160 (250) мм и вертикальными концентрированными зарядами (ВКЗ) ВВ на зажатую среду и компенсационные камеры [Матвеев, 2004]. Для массовых взрывов: ближайшая зона – 2÷3 м; средняя зона – от 3 до 90÷110 м; дальняя зона – более 110 м.

Взрывные работы являются тригтером горного удара. Главная же причина – снижение жесткости горных пород за счет образования пустот и как следствие перераспределение локальных напряжений. Наиболее опасной становится ситуация когда в зону концентрации напряжений попадает геологический разлом – в этом случае может возникнуть удар горно-тектонического типа, физическая природа которого такая же как и у природных землетрясений. Нормальные напряжения, держащие разлом в равновесии ослабевают, происходит сдвиг, сопровождающийся сильным сотрясением массива, резким звуком, образованием пыли и воздушной волны. Выделяется сейсмическая энергия от 10<sup>6</sup> до 10<sup>9</sup> Дж. Горно-тектонические удары относятся к ударам регионального типа, при которых в выработках возникает множество вторичных очагов разрушений на участках ослабленных зон, на контактах тектонических нарушений и дайковых тел, в то время как при локальных ударах очаг разрушения один.

В последние годы на глубоких рудниках ЮАР и Австралии проводят исследования горно-тектонических ударов. Установлено, что динамические явления с высоким энергетическим классом, которые происходят в глубине массива, являются в основном следствием мгновенного образования протяженной трещины в монолитном крепком не нарушенном массиве горных пород. Эти трещины еще называют, трещинами «Ортлеппа», по фамилии южноафриканского ученого, который их исследовал (рис. 4) [Stacey and Ortlepp, 2002]. Характерной особенностью явления является образование мелкой породной муки на контакте. С тектоникой, как правило, связаны события с меньшим энергетическим классом, так



Рис. 4. Трещины «Ортлеппа»

как разломы проявляют постоянную активность «дышат» и периодически разгружаются.

Определены условия формирования удароопасной ситуации при разработке железорудных месторождений Горной Шории и Хакасии. Вследствие перераспределения напряжений при нарушении сплошности массива формируются зоны концентрации сжимающих напряжений, действующих вблизи контура по всему периметру обнажения отрабатываемого участка. На значительных расстояниях от выработанного пространства наблюдаются смещения, из-за неравномерности которых происходит деформирование массива и изменение его напряженного состояния. Массовые взрывы инициируют выделение сейсмической энергии в массиве и провоцируют динамические явления. Наибольшая концентрация действующих напряжений определена в массиве с предельным состоянием на расстояниях от 20 до 60 м от границы выработанного пространства, где значения напряжений приближены или выше предела прочности горных пород [Еременко, Гахова и Семенякин, 2012].

Установлены закономерности формирования зон концентрации напряжений и динамических явлений в массиве при последовательной выемке блоков системами разработки с обрушением руды и проведении крупномасштабных взрывов (рис. 5) [Еременко, Гахова, Семенякин, 2012, Егетепко et al., 2012]. При нисходящей отработке крутопадающих рудных тел в районе выработок днища, вводимого в эксплуатацию этажа, зоны концентрации максимальных напряжений, зависящие от мощности рудного тела, угла внутреннего трения и сцепления горных пород, формируются на некотором расстоянии от вышележащего горизонта, которое определяется эмпирическим выражением [Еременко, Гахова, Семенякин, 2012]

$$R_z = m \cdot (1,174 - \frac{0,00033 \cdot C \cdot \cos \varphi}{1 - \sin \varphi}),$$

где *m* – мощность рудного тела, м; *C* – сцепление горных пород, МПа;  $\phi$  – угол внутреннего трения, град.



**Рис. 5.** Схема отработки участка Восточного Таштагольского месторождения системой разработки этажного принудительного обрушения при переходе горных работ на нижележащие горизонты.

Аксонометрия (а) и вид с фланга (б); 1 – отрабатываемое рудное тело с углом падения 70–90°; 2 – отрабатываемые блоки; 3 – горизонты; 4 – зона максимальных напряжений; 5 – зона повышенных концентраций напряжений; 6 – полевой штрек; 7 – квершлаг; 8 – границы очистного пространства; 9 – зоны концентрации динамических явлений; 10 – разрезной блок нижележащего этажа; 11 – орт

В этих областях механические процессы под воздействием техногенных факторов происходят с большей интенсивностью. Массив горных пород, расположенный на границе очистного или выработанного пространства и находящийся в запредельном состоянии, ранее уже подвергался значительному воздействию горных работ и тектонических напряжений. В нем произошли и происходят механические процессы в виде смещений, деформаций, разрушений горных пород и др., вызванные действием высокого горного давления. Приведение горных выработок в неудароопасное состояние осуществляется путем создания защитной зоны с помощью камуфлетного взрывания, разгрузочных скважин и щелей, полостей и др.

# Кочуринское землетрясение

Исследования показали, что многолетние крупномасштабные горные работы изменяют режим региональных напряжений и могут индуцировать землетрясения, слабо сопоставимые с горными работами, проводимыми на месторождении перед землетрясением.

В 1988 году в северо-западном районе Алтае-Саянской складчатой области в районе г. Таштагол произошло Кочуринское землетрясение с энергетическим классом 9-10. Эпицентр землетрясения находился на расстоянии около 4 км от границ шахтного поля Таштагольского месторождения и периодически смещался в сторону горных работ (рис. 6). В гипоцентральной зоне Кочуринского землетрясения произошло более 2000 афтершоков с энергетическим классом от 2 до 10, показанных на рис. 7.

В этот же период методами регионального и локального контроля регистрировался рост концентрации напряжений в массиве горных пород на месторождениях. Следствием этого являлись горно-тектонические удары и микроудары на



Рис. 6. Схема расположения г. Таштагола, Таштагольского месторождения и эпицентра Кочуринского землетрясения





 Кочуринское землетрясение; 2 – массовые взрывы; 3 – афтершоки Кочуринского землетрясения; 4 – Алтайское землетрясение (Кош-Агач располагается на расстоянии 300 км от Таштагольского месторождения)

Таштагольском и Шерегешевском месторождениях. При постоянном геомеханическом контроле проводились массовые и технологические взрывы энергетическим классом от 6 до 8 и массой ВВ до 350 т и более. После взрывов на Таштагольском месторождении, например 29.09.03, 12.10.03, 1.02.04 и 29.02.04 гг. в блоках №№ 11 и 6 с энергетическим классом, равным 6, зарегистрированы толчки в гипоцентральной зоне землетрясения энергетическим классом от 4 до 6. Из



**Рис. 8.** Схема направленного взрывания. 1 – заряд ВВ; 2 – сбойки; 3 – выработка для создания отрезной щели; 4 – подходная выработка;  $R_{возд}$  – радиус воздействия; ////// – компенсационное пространство

рис. 7 следует, что крупномасштабные взрывы, проводимые на месторождениях, являются триггером инициирующим толчки в гипоцентральной зоне землетрясения.

С учетом опыта проведения подземных крупномасштабных взрывов разработана технологическая схема, позволяющая разгрузить массив горных пород с применением направленного взрыва большой мощности, и неоднократно опробованная при взрывании блоков на рудниках Западной Сибири с использованием вертикальных концентрированных зарядов (ВКЗ) (рис. 8) [Еременко, Лобанов и др., 2012]. Для направленного взрывания необходимо оконтурить заряд с трех сторон компенсационным пространством, что позволит снизить негативное воздействие на прилегающий массив. Масса заряда рассчитывается, как для камуфлетного взрывания и экспериментально определяется сила воздействия заряда в необходимом направлении. Данные взрывы рекомендуется применять для сейсмовзрывного воздействия на зоны концентрации напряжений, формируемые при разработке месторождений полезных ископаемых, а также на гипоцентральную зону землетрясений. Определение местоположения зон концентрации напряжений и динамических явлений позволяет установить причины возникновения горных ударов, например, геометрическое расположение толчков сопоставляется с параметрами известных геологических структур в районе очага.

Использование методов контроля напряженно-деформированного состояния массива горных пород позволяет определить границы зон концентрации динамических явлений относительно выработанного пространства; количественно оценивать удароопасность; предупреждать динамические явления, которые происходят в потенциально неустойчивых массивах горных пород при отработке технологических блоков; определять местоположение возможных горных ударов; разрабатывать технологические параметры, используемые при проектировании горных работ [Еременко, Лобанов и др., 2012]; выявлять изменения пространственно-временных и энергетических параметров динамических явлений, направленные на повышение безопасности ведения горных работ.

Крупномасштабный (направленный) взрыв может, как разгрузить массив горных пород с выделением сейсмической энергии в виде большого количества динамических явлений небольшой мощности, так и спровоцировать горный удар или техногенное землетрясение.

#### Литература

*Бронников Д.М., Замесов Н.Ф., Богданов Г.И.* Разработка руд на больших глубинах. М.: Недра, 1982. 292 с.

Викторов С.Д., Еременко А.А., Закалинский В.М., Машуков И.В. Технология крупномасштабной взрывной отбойки на удароопасных рудных месторождениях Сибири. Новосибирск: Наука, 2005. 212 с.

*Еременко А.А., Еременко В.А., Гайдин А.П.* Совершенствование геотехнологии освоения железорудных удароопасных месторождений в условиях действия природных и техногенных факторов. Новосибирск: Наука, 2008. 312 с.

*Еременко В.А., Гахова Л.Н., Семенякин Е.Н.* Формирование зон концентрации напряжений и динамических явлений при отработке рудных тел Таштагольского месторождения на больших глубинах // ФТПРПИ. 2012. № 2. С. 80-87.

Еременко В.А., Семенякин Е.Н. Исследование механизма формирования динамических явлений и зон их концентрации при разработке удароопасных железорудных месторождений Западной Сибири // ГИАБ. 2012. № 4. С. 67-68.

Еременко В.А., Лобанов Е.А., Котляров А.А., Лушников В.Н., Маловичко Д.Н. Новая технология снижения сейсмического воздействия массовой отбойки руды при разработке удароопасных месторождений // Горный журнал. 2012. № 9. С. 48-52.

Еременко В.А., Котляров А.А., Татарников Б.Б., Семенякин Е.Н. Исследование формирования зон концентрации динамических явлений при разработке удароопасных железорудных месторождений Западной Сибири // Нелинейные геомеханико-геодинамические процессы при отработке месторождений полезных ископаемых на больших глубинах: Труды 2-ой Российско-Китайской научной конференции. 02-05 июля 2012 г. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2012. С. 203-207.

Курленя М.В., Серяков В.М., Еременко А.А. Техногенные геомеханические поля напряжений. Новосибирск: Наука, 2005. 264 с.

*Матвеев И.Ф.* Управление удароопасностью горного массива изменением параметров взрывной отбойки при разработке железорудных месторождений Сибири // Автореф. на соиск. уч. степ. докт. техн. наук. Кемерово: КузГТУ, 2004. 34 с.

Петухов И.М., Батугина И.М. Геодинамика недр. М.: Недра, 1999. 288 с.

*Указания* по безопасному ведению горных работ на месторождениях Горной Шории, склонных к горным ударам / ВостНИГРИ, ВНИМИ. Новокузнецк, 1991. 90 с.

*V. Eremenko, A. Eremenko, L. Gakhova, I.* Klishin Finding zones of stress concentrations and seismic events in deep ore mining affected by high horizontal stresses / Sixth International Seminar on Deep and High Stress Mining 2012. Perth 2012. 28-30 March 2012, Australia. C. 443-450.

Mendecki A.J. Seismic monitoring in mines. London: Chapman and Hall, 1997. 262 p.

*Stacey, T.R. & Ortlepp, W.D.* Yielding rock support – the capacities of different types of support, andmatching of support type to seismic demand / Proc. 1st International Seminar on Deep and High StressMining, Perth, Western Australia. 2002. C. 83-96.

# ВЛИЯНИЕ МОЩНЫХ ВИБРАЦИЙ НА СЕЙСМОЭМИССИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ ВИБРАЦИОННОГО ИСТОЧНИКА

# Ю.И. Колесников, Е.А. Хогоев, Е.Е. Хогоева

#### Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Приведены результаты натурных экспериментов по изучению влияния мощных вибраций на сейсмоакустическую эмиссию. Показано, что после последовательных вибрационных воздействий происходит постепенное возрастание энергии микросейсмического поля, а через 12-14 часов после их окончания энергия микросейсм снижается практически до фонового уровня. Обработка по алгоритму сейсмоэмиссионной томографии подтвердила эндогенный характер инициированных мощными вибрациями микросейсм.

## Введение

В физике известен эффект вибрационной релаксации напряжений, состоящий в существенном ускорении процесса релаксации при воздействии на деформированный объем среды дополнительной знакопеременной нагрузки относительно небольшой амплитуды [Блехман, 1988]. В работах [Мирзоев и Негматуллаев, 1990; Мирзоев и др., 1991; 2009; Богомолов и др., 2001; Соболев и Пономарев, 2003; Гаврилов и др., 2006] показано, что в деформированных горных породах вибрационная релаксация сопровождается высвобождением накопленной породами упругой энергии. Это явление наблюдается в разных частотных диапазонах и на разных масштабных уровнях как при исследовании акустической эмиссии в лабораторных экспериментах, так и при изучении сейсмичности.

В данной работе приведены результаты исследования сейсмоакустической эмиссии в ближней зоне мощного вибратора. Основные особенности проведенного эксперимента – относительно высокие амплитуды деформаций, вызываемых работой вибратора в его ближней зоне, и характер горных пород в исследованном объеме среды – от рыхлых грунтов в верхней части разреза до выветрелых меловых отложений в нижней его части.

#### Эксперимент

Эксперимент по изучению воздействия мощных вибрационных нагрузок на сейсмоакустическую эмиссию проводился на Быстровском вибросейсмическом полигоне, расположенном на восточном берегу Новосибирского водохранилища (Обского моря) примерно в 50 км юго-западнее г. Новосибирска. На полигоне установлен мощный дебалансный вибратор, развивающий вибрационные усилия до 40-50 тонн в частотном диапазоне 5-15 Гц. Этот вибратор используется для активного сейсмического мониторинга, в процессе которого один раз в неделю с его помощью производятся несколько сеансов вибрации длительностью по несколько десятков минут.

Вокруг этого вибратора была организована сеть из 14 пунктов наблюдений (рис. 1). В каждой точке наблюдений были установлены вертикальный сейсмо-



**Рис. 1.** Схема расположения вибратора (звездочка), пунктов наблюдения (треугольники) и проекция сканируемого объема среды на дневную поверхность

приемник GS-20DX и автономный сейсмический регистратор RefTek-125A. Непрерывная запись на всех точках наблюдений началась за 1 час до начала первого сеанса вибрации и велась в течение примерно 22 часов. За это время было проведено 7 сеансов вибрации. Время начала и длительность проведения каждого сеанса показаны на рис. 3 сплошной линией, высота столбца для каждого сеанса пропорциональна осредненной по всем пунктам наблюдений и по времени оценке энергии вибраций (правая шкала в относительных единицах). Первые два сеанса вибратор работал в режиме линейного нарастания частоты от 7,91 до 11,23 Гц, с третьего по шестой сеансы – в монохроматическом режиме (третий и четвертый сеансы на частоте 9,5 Гц, пятый и шестой сеансы – на частоте 10,5 Гц). Последний «низкоэнергетический сеанс» представлял собой несколько отдельных пробных запусков вибратора.

#### Изменение энергии микросейсм под действием сильных вибраций

Спектральный анализ записей в перерывах между сеансами работы вибратора показал, что основная энергия зарегистрированных микросейсм сосредоточена в частотном диапазоне от 5 до 25 Гц, причем после вибрационных воздействий в среднем наблюдается возрастание амплитуд микросейсм на всех частотах. Типичный пример спектра записи микросейсм после сеанса вибрации приведен на рис. 2. Непосредственно на первичных записях какие-либо закономерные изменения их энергетических характеристик после вибраций обнаружить не удается – даже при анализе энергии микросейсм в скользящем четырехсекундном временном окне графики имеют стохастический вид. Однако после осреднения энергетических оценок, проведенного по всем пунктам приема и по времени в интервалах, соответствующих перерывам между сеансами работы вибратора, а также до



Рис. 2. Пример спектра микросейсм после сеанса вибрации



**Рис. 3.** Характер изменения средней энергии, излучаемой во время сеансов работы вибратора (сплошная линия, правая шкала), и средней энергии сейсмоакустической эмиссии между сеансами вибрации (штриховые линии с ромбическими маркерами)

и после вибраций, выявляется вполне определенная закономерность в изменении энергии микросейсм.

На рис. 3 эти осредненные энергетические оценки (им соответствует левая шкала в относительных единицах) показаны штриховыми линиями с ромбическими маркерами в перерывах между сеансами вибрации, а также до и после них. Как видно из рисунка, хотя после первого сеанса вибрации в среднем энергия микросейсм несколько снижается, но после последующих сеансов она начинает возрастать, причем сначала с увеличивающимся, а затем с уменьшающимся градиентом. После последнего «низкоэнергетического сеанса» наблюдается некоторое снижение энергии микросейсмического поля, хотя в данном эксперименте зафиксирована лишь начальная стадия этого процесса.

# Анализ микросейсм с помощью алгоритма сейсмоэмиссионной томографии

Несмотря на наблюдаемое на рис. З закономерное изменение энергии микросейсмического поля после мощных вибрационных нагрузок, остается неясным вопрос о природе микросейсм – имеют ли они экзогенное или эндогенное происхождения. Так как какие-либо регулярные сигналы на первичных записях микросейсмического поля выделить не удается, данные были обработаны по алгоритму сейсмоэмиссионной томографии (см., например, [Колесников и др., 2003; Кугаенко, 2005]), который позволяет выявлять шумящие зоны в среде с известным скоростным строением и обладает высокой помехоустойчивостью к некогерентному шуму.

Метод сейсмоэмиссионной томографии основан на суммировании первичных записей вдоль годографов, вычисленных для различных положений гипотетического источника в предположении об известном скоростном строении среды. Если первичные записи содержат сигналы, пришедшие из каких-либо точек среды, суммарные трассы, полученные для предположительно находящихся в этих точках источников, будут характеризоваться повышенной энергией. Визуализируя какой-либо вычисленный при суммировании параметр, отражающий это свойство, например, меру когерентности (сембланс) *S* [Neidell and Taner, 1971], можно выделить шумящие зоны в исследуемом объеме среды.

При обработке мы использовали немногочисленные априорные данные о скоростном строении среды в районе Быстровского вибросейсмического полигона. Предполагалось, что в верхнем слое мощностью 15 м скорость продольных волн равна  $V_p = 420$  м/с, далее до глубины 50 м  $V_p = 3500$  м/с и ниже  $V_p = 4450$  м/с. Сканирование по точкам расположения предполагаемых источников проводилось для кубического объема среды со стороной 200 м, в центре верхней грани которого находился вибратор (см. рис. 1). Обработка микросейсмического поля по алгоритму сейсмоэмиссионной томографии показала, что если до начала вибрационных воздействий существенных аномалий на картах изолиний, визуализирующих осредненный по четырехсекундным временным интервалам сембланс S, не наблюдается, то после таких воздействий как вблизи поверхности, так и на глубинах до 20-30 м появляются аномалии S, характеризующие шумящие зоны. Увеличение интенсивности аномалий от сеанса к сеансу хорошо согласуется с оценками энергии микросейсм, приведенными на рис. 3.

Распределение осредненного сембланса S в разных сечениях исследуемого объема среды до глубины 100 м для двух периодов (до начала вибровоздействий и после шестого сеанса работы вибратора) показаны на рис. 4. Интересно, что ближайшие к вибратору шумящие зоны появляются не непосредственно под ним, а на расстоянии 10–20 м в приповерхностном слое и непосредственно под зоной малых скоростей. Кроме того, очень интенсивная шумящая зона локализуется на глубине 30 м, примерно в 100 м от вибратора. С другой стороны (в плане) от вибратора также наблюдается усиление активности сейсмоакустической эмиссии на глубинах 15–18 м, то есть в породах, прилегающих к подошве зоны малых скоростей.


**Рис. 4.** Примеры сечений осредненной меры подобия (сембланса) *S*, в исследуемом объеме среды под вибратором до начала его работы (а), и после шестого сеанса вибрации (б). Вибрационные воздействия производились в точке (0,0,0)

Таким образом, обработка данных по алгоритму сейсмоэмиссионной томографии позволила подтвердить предположение об эндогенной природе микросейсмических колебаний, резкое усиление которых наблюдается на дневной поверхности после мощных вибрационных воздействий.

## О затухании сейсмоакустической эмиссии после прекращения вибраций

По техническим причинам непрерывная регистрация микросейсм в описанном выше эксперименте была прекращена через несколько десятков минут после последнего «низкоэнергетического» сеанса вибраций. Поэтому полученные в этом эксперименте данные не позволили оценить, насколько быстро затухают сейсмоэмиссионные процессы, инициированные воздействием на геологическую среду мощных вибраций после их окончания. Для оценки характера изменения энергии инициированных вибрационными воздействиями микросейсм после прекращения



Рис. 5. Изменение средней энергии сейсмоакустической эмиссии под действием мощных вибраций (длительность вибраций показана столбцами в нижней части графика) и после их окончания. Ширина прямоугольных маркеров соответствует длительности анализируемых участков записей

сеансов вибраций, мы проанализировали данные, полученные при проведении другого эксперимента, предоставленные нам сотрудниками Геофизической службы СО РАН.

Этот эксперимент не был ориентирован на изучение микросейсм, так как проводился с целью изучения нелинейных эффектов в ближней зоне действия мощного вибратора. Поэтому регистрация прекращалась либо сразу, либо через 5-10 минут после окончания каждого сеанса вибраций. Всего было проведено пять сеансов вибраций: четыре с линейно нарастающей во времени частотой (первый и пятый с 7,91 до 11,23 Гц, второй и четвертый с 6,25 до 9,57 Гц) и один в гармоническом режиме на шести последовательно меняемых фиксированных частотах от 8 до 10,5 Гц. Длительности сеансов вибраций на рис. 5 соответствует ширина столбцов в нижней части графика (энергия вибраций в данном случае не оценивалась). Запись велась той же аппаратурой, что и в предыдущем эксперименте, в четырех точках наблюдений, расположенных на удалении от 15 до 50 м от вибратора.

Также были сделаны отдельные записи микросейсм разной длительности в течение примерно суток после окончательного завершения этого цикла сеансов вибраций. Таким образом, для анализа были доступны отдельные нерегулярные участки записей микросейсм разной продолжительности. На рис. 5 прямоугольными маркерами показаны осредненные оценки энергии микросейсм в эти периоды (в относительных единицах). Длительность анализируемых участков записей отражает ширина прямоугольных маркеров.

Несмотря на отсутствие непрерывной записи и небольшое число точек наблюдений, данные, полученные в этом эксперименте, позволяют оценить характер затухания сейсмоэмиссионных процессов, инициированных мощными вибрациями. Как и предыдущий эксперимент, рис. 5 демонстрирует первоначальное возрастание энергии микросейсм в результате воздействия на среду сильных вибраций, по крайней мере, после первых двух сеансов работы вибратора. После третьего и четвертого сеансов – записи микросейсм отсутствовали. Аномально низкое значение осредненной энергии микросейсм после пятого сеанса, возможно, связано с относительно небольшой длительностью анализируемого участка записи после окончания работы вибратора, так как непосредственно после вибраций иногда наблюдается своего рода «затишье», после которого энергия микросейсм резко возрастает. Тем не менее, последующие проанализированные интервалы (после 16 часов от начала эксперимента) дают представление о характере затухания сейсмоэмиссионного процесса, инициированного мощными вибрациями. Как следует из рис. 5, после окончания вибраций происходит постепенная релаксация среды, в результате чего энергия микросейсм примерно в течение полусуток снижается практически до фонового уровня.

#### Заключение

В работе приведены результаты экспериментального изучения влияния вибрационных воздействий на сейсмоакустическую эмиссию в ближней зоне мощного вибратора. Периодические сеансы вибрации приводят сначала к возрастанию энергии сейсмической эмиссии, а затем к некоторой ее стабилизации. Прекращение вибрационных воздействий ведет к постепенному снижению энергии эмиссии, которая примерно в течение полусуток возвращается к фоновым значениям. Шумящие зоны расположены не непосредственно под вибратором, а на расстоянии от 10 до 100 м от него на глубинах до 20–30 м. Это говорит о том, что возникновение таких зон определяется не только положением вибратора и его характеристиками, но и строением и свойствами геологической среды. Учитывая, что исследованный объем среды под вибратором состоит в основном из рыхлых и выветрелых пород, можно предположить, что сейсмоакустическая эмиссия в описанном эксперименте связана не только с механизмом вибрационной релаксации, но и с процессами переупаковки пород под действием мощных вибраций.

Авторы благодарны сотрудникам Геофизической службы СО РАН В.С. Селезневу, А.Ф. Еманову и А.В. Лисейкину за содействие в получении экспериментальных данных.

Работа выполнена при частичной поддержке Президиума РАН (проект 4.1), ОНЗ РАН (проект 7.4) и интеграционного проекта СО РАН № 54.

#### Литература

*Блехман И.И.* Что может вибрация? О «вибрационной механике» и вибрационной технике. М.: Наука, 1988. 208 с.

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

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

Колесников Ю.И., Хогоев Е.А., Донцов М.В. О выборе систем наблюдений для сейсмоэмиссионной томографии // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия: Материалы международной геофизической конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 117-121.

Кугаенко Ю.А. О возможности обнаружения источника сейсмической эмиссии в условиях интенсивных помех при использовании эмиссионной томографии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 763-775. *Мирзоев К.М., Виноградов С.Д., Рузибаев З.Р.* Влияние микросейсм и вибраций на акустическую эмиссию // Физика Земли. 1991. № 12. С. 69–72.

*Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х.* Влияние механических вибраций на сейсмичность // ДАН СССР. 1990. Т. 313, № 1. С. 78–83.

Мирзоев К. М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 49-68.

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

*Neidell N.S., Taner M.T.* Semblance and other coherency measures for multichannel data // Geophysics. 1971. V. 36, № 3. P. 482-497.

# СВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ТЕХНОГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТО РАСВУМЧОРР (ХИБИНСКИЙ ИНТРУЗИВ)

# Л.А. Сим<sup>1</sup>, Д.В. Жиров<sup>2</sup>, П.А. Корчак<sup>3</sup>, С.А. Жукова<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru <sup>2</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, zhirov@geoksc.apatity.ru <sup>3</sup>ОАО Апатит, Кировск, PKorchak@phosagro.ru

В работе приведены результаты реконструкции неотектонических напряжений юга Хибинского массива по бороздам скольжения и анализа сейсмических данных о событиях с энергией  $E > 10^7$  Дж на месторождениях этого массива. Показано, что наблюдается взаимосвязь роста сейсмичности на смежных рудных полях, преимущественно в периоды сезонной обводненности массива. Крупные сейсмические события имеют предположительно смешанный техногенно-тектонический характер.

#### Введение

Кольский регион не входит в число сейсмически опасных районов России. На его территории функционируют мощнейшие горнопромышленные предприятия, ежегодно извлекающие, перемещающие и складирующие на новом месте в совокупности сотни миллионов тонн руды и вмещающих пород. Такое техногенное влияние сопровождается заметным возрастанием количества локальных сейсмодинамических событий, подчас приводящих к катастрофическим последствиям для промышленной инфраструктуры рудников [Сейсмичность..., 2002; Козырев и др., 2011]. Ежегодно в регионе регистрируется около двух тысяч техногенноиндуцированных сейсмических событий, а примерно раз в десять лет отмечаются землетрясения с магнитудой 3-4.

В работе совместно анализируются данные о природных тектонических напряжениях, результаты системы геодинамического мониторинга всей зоны производственной деятельности ОАО «Апатит», созданной совместно с Кольским филиалом Геофизической службы Российской академии наук (КФ ГС РАН), объединенной системой контроля сейсмичности массива (ОСКСМ). Представлены предварительные результаты, показывающие возможную роль тектонических явлений в техногенной сейсмичности.

## Результаты реконструкции тектонических напряжений района исследований

Для выяснения влияния тектоники на сейсмичность месторождения потребовалось изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам. Впервые такое исследование было проведено кинематическим методом, разработанным О.И. Гущенко [Гущенко, 1973; Гущенко, Сим, 1974] на горизонте +600 м плато Расвумчорр [Марков, 1977; Гущенко, 1979]. Основным индикатором тектонических напряжений в кинематическом методе являются вектора перемещений на зеркалах скольжения. Если подавляющее большинство векторов перемещений одного порядка на произвольно ориентированных в пространстве плоскостях образовалось в результате воздействия некоторого внешнего поля напряжений по отношению к массиву, то направление смещений фиксирует проекцию максимальных касательных напряжений внешнего поля на каждую плоскость со смещением. Имея набор плоскостей с бороздами скольжения, восстанавливается ориентировка осей главных нормальных напряжений внешнего поля и вид напряженного состояния (коэффициент Лоде-Надаи цσ). Результат реконструкции тектонических напряжений, проведенный О.И. Гущенко, был сопоставлен с данными инструментальных измерений напряжений на этом же горизонте. Разница в ориентации осей главных нормальных напряжений, полученных разными методами, находится в пределах ошибки измерения. Из этого следует вывод о том, что по бороздам скольжения фиксируют самые молодые перемещения, а тектонические напряжения, восстановленные по ним, ответственны и за современное напряженное состояние. Тектонофизические исследования кинематическим методом были проведены в южной части Хибинского массива.

По восстановленным локальным стресс-состояниям в отдельных точках наблюдения (рис. 1) найдено общее поле напряжений, характеризующее рудники Центральный, Олений Ручей и Коашва, а также отдельные точки вне рудных зон перечисленных рудников. Для нахождения общего поля напряжений использован метод определения общего поля напряжений по данным о тектонических напряжениях локального уровня [Сим, 1982]. На рис. 2 приведено общее поле напряжений южной части Хибин. Оно сдвиго-взбросового типа с крутой осью минимальных сжимающих напряжений ( $\sigma_1$ - ось «растяжения», азимут погружения 356  $\angle$  60) и пологой осью максимальных сжимающих напряжений ( $\sigma_3$  – ось «сжатия», азимут погружения 156  $\angle$  30).

Таким образом, пологими осями главных нормальных напряжений являются ось «сжатия»  $\sigma_3$  и промежуточная ось  $\sigma_1$  [Сим и др., 2011]. Повсеместные признаки избыточных субгоризонтальных напряжений, вероятно, тектонического генезиса, подтвержденные инструментальными измерениями [Сейсмичность при..., 2002; Козырев и др., 2011], дают основание предполагать, что девиаторные составляющие пологих осей  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  являются сжимающими.

Плоскости действия максимальных касательных напряжений  $\tau_{max}$  найденного общего поля напряжений имеют следующие характеристики: азимут падения  $164 \angle 74$ , правый сдвиго-взброс и азимут падения  $314 \angle 17$ , левый сдвиго-надвиг.



**Рис. 1.** Стереограммы локальных стресс-состояний Хибинского массива (сетка Вульфа, верхняя полусфера).

1-4 – вектора перемещений на зеркалах скольжения: (1-3), соответствующие (1-2) со знаком смещения, измеренные разными авторами, (3) без знака смещения, (4) противоречащие найденному локальному стресс-состоянию; 5-11 – оси главных нормальных напряжений и плоскости их действия: (5-7) локальных стресс-состояний, восстановленных по измерениям в магматических, (8-9) в четвертичных породах, (10-11\_ общего поля напряжений;  $\sigma_1$  – ось минимальных (растяжения),  $\sigma_2$  – промежуточных,  $\sigma_3$  – максимальных (сжатия) сжимающих напряжений; 12 - вектор перемещения по плоскости действия максимальных касательных напряжений; 12 - вектор перемещения по плоскостей действия максимальных касательных напряжений в точке полюса; 13-17 - простирания плоскостей действия максимальных касательных напряжений и их кинематические типы: (13) взбросы, (14) сбросы, (15) сдвиги, (16) взбросо-сдвиги, (17) сбросо-сдвиги; двойными линиями выделена преобладающая составляющая перемещений, зубцы ориентированы по падению плоскостей; 18 – изолинии плотности трещин. 19 – сопряженные сколовые трещины



**Рис. 2.** Общее поле напряжений южной части Хибинского массива. Условные обозначения на рис. 1

Вертикальные компоненты перемещений существенно преобладают над сдвиговой. Разломы на месторождениях, близкие по ориентировкам к плоскостям действия максимальных касательных напряжений, должны быть наиболее сейсмоопасными. Сопоставление ориентировок плоскостей действия максимальных касательных напряжений с плоскостями наиболее активно реагирующих на наведенную сейсмичность разломов на месторождениях (рис. 3) показало, что разлом субширотного простирания, ограничивающий на северо-востоке площадь регистрации сейсмического мониторинга, близок по своей ориентации плоскости  $\tau_{max}$ с углом падения 164 ∠ 74, азимутом простирания 254°, а азимут простирания плоскости действия оси «растяжения» близок к простиранию разлома, ограничивающего площадь с юго-запада в Кукисвумчорском крыле ОКр; хотя эти пологие плоскости падают в разные стороны, можно ожидать проявления раздвиговых подвижек на этом разломе. Следует отметить, что эта зона шпреуштейнизации, расположенная в районе разрезов 13-16 магистрали 0-700 м, в каждом случае техногенного землетрясения откликается повышением сейсмичности, даже во время толчков в карьере Центрального рудника.

# Результаты геодинамического мониторинга объединенной системой контроля сейсмичности массива (ОСКСМ)

Месторождение апатит-нефелиновых руд Плато Расвумчорр эксплуатируется Центральным карьером и Расвумчоррским подземным рудником, которые в настоящее время в плане образуют заметную площадь перекрытия. На подземном руднике проявлены многочисленные изменения формы кровли выработок, стреляние, отшелушивание тонких пластин, дискование керна и др.

Практика отработки апатитовых месторождений свидетельствует о сильном влиянии тектоники на формирование удароопасной обстановки. Так, при проведении выработок на рудниках в районе тектонических нарушений, контролируемых зонами шпреуштейнизации и интенсивной трещиноватости, наблюдалось



**Рис. 3.** Зоны повышенной точности сейсмического мониторинга. Объединенный Кировский рудник. Слева – Кукисвумчоррское, справа – Юкспорское крылья ОКр

стреляние пород и сильное заколообразование. Внешние признаки удароопасности в выработках проявляются с расстояния, равного 5–10 мощностей самой зоны разлома. При этом величина зоны влияния разлома мощностью до 10 м в 7–10 раз больше его мощности, а у разлома, мощность которого больше 10 м, внешние признаки удароопасности отмечаются с расстояния в 5–7 раз превышающего его мощность.

Анализ энергетического диапазона сейсмических событий, зарегистрированных в зонах с повышенной сейсмической активностью, показывает, что суммарная выделившаяся энергия обычно на порядок больше в зонах влияния тектонических нарушений, несмотря на то, что количество событий в зонах отбитых секций несколько больше. Мощные события (с энергией более 10<sup>4</sup> Дж) также в основном происходят в зонах нарушений. Таким образом, месторождение характеризуется весьма сложными геомеханическими и тектонофизическими условиями.

Последние крупные техногенные землетрясения произошли: 24.09.2004 и 25.05.2005 гг. на руднике Центральный, 21.10.2010 г. – Объединенном Кировском руднике (месторождения Апатитовый цирк, Плато Расвумчорр и Кукисвумчоррский). Также заметный рост сейсмических событий был зарегистрирован 18.05.12 г в карьере Центрального рудника.

Техногенное землетрясение 24.09.2004 г, Центральный рудник. Подземный Расвумчоррский рудник и карьер Центрального рудника разрабатывают единую апатито-нефелиновую залежь, разделённую на два месторождения: Апатитовый Цирк и плато Расвумчорр. Наибольшую нагрузку испытывает зона стыковки подземного рудника и карьера. 23–24 сентября 2004 г. был зафиксирован рост сейсмической активности в карьере Центрального рудника. При этом 24 сентября на Расвумчоррском руднике и на ОКр наведенная сейсмичность снизилась. 24 сентября в 17:29 на Центральном руднике был произведён массовый взрыв. В 19:04:42 произошло сейсмическое событие с энергией  $E = 2,15*10^9$  Дж (магнитуда 2,2 по данным КРСЦ РАН), которое ощущалось жителями города Кировска и посёлка Кукисвумчорр.



**Рис. 4.** Фрагмент геологической карты Хибинского щелочного массива с нанесенными сейсмическими событиями, зарегистрированными 24 сентября 2004 г.



**Рис. 5.** Влияние обводненности пород на сейсмичность на примере события с энергией  $E = 2,15*10^9$  Дж (магнитуда 2,2 по данным КФ ГС РАН), произошедшее 24 сентября 2004 г.

На рис. 5 показана взаимосвязь между обводненностью пород и повышением сейсмичности в период с 23 по 27 сентября 2004 г. – очевидно, что резкое повышение водопритока явно повлияло на рост сейсмических событий. Основной особенностью этого события является повышение роста сейсмической активности на карьере рудника Центральный и относительное «сейсмическое затишье» в подземных рудниках. Взрыв на карьере и резкое повышение водопритока послу-

жили триггерами готовящегося природного события, сопровождавшегося концентрацией напряженности на карьере за счет ее уменьшения на соседней площади. Возможно, взрыв увеличил магнитуду события. Последствия этого события привели к нарушениям крепи выработок на Расвумчоррском руднике; разрушение породы происходило за счет микроподвижек по плоскостям трещин и нарушений с оставлением на них штрихов и борозд скольжения. Событие 24.09.2004 можно отнести к техногенно-тектоническим.

Техногенное землетрясение 25.05.2005 г., Центральный рудник. По протоколам и картам сейсмических событий выявлено, что за 12 дней до техногенного землетрясения растет концентрация событий с энергией  $E > 10^4$  Дж. Зарегистрированные события приурочены к тектоническим нарушениям и районам ведения работ в зоне рудоспусков Центрального рудника. 24 мая на Кировском руднике концентрация сейсмических событий начинает уменьшаться. Так же как и на Расвумчоррском руднике происходит снижение сейсмичности в зоне ведения горных работ. В районе рудоспусков и борта карьера Центрального рудника регистрируется меньше сейсмических событий. Наступил период сейсмического затишья: формирование трещин в массиве закончилось, готовится мощное энергетическое событие. 25 мая число событий за сутки достигает 51, наивысшее значение энергии событий составляет  $10^8$ - $10^9$ Дж (16 сейсмособытий с E >10<sup>6</sup> Дж). При этом 24-26 мая 2005 г. отмечено резкое увеличение водопритока за сутки: так, 21 мая он составлял 21 м<sup>3</sup>/час, 23 мая - 195 м<sup>3</sup>/час, 25 мая - 224 м<sup>3</sup>/час. Таким образом, готовящееся событие 25.05.2005 г. в значительной мере относится к тектонически обусловленному из-за сейсмического затишья, а усиление водопритока послужило триггером крупного события. Событие можно также отнести к техногенно-тектоническому.

Техногенное землетрясение 21.10.2010 г., Объединенный Кировский рудник. Объединенный Кировский рудник ведет отработку Кукисвумчоррского и Юкспорского месторождений подземным способом с 1929 года. Эксплуатируемые месторождения представляют собой пластолинзообразную залежь и образуют единое рудное тело, имеющее северо-западное простирание.

17 и 18 октября на Кукисвумчоррском крыле ОКр было зарегистрировано 12 сейсмических событий с энергией  $E > 10^3$  Дж в зонах тектонических нарушений и районе ведения горных работ, на Юкспорском крыле ОКр события отмечены на геологических разломах и в зоне влияния бровки обрушения пород. На Расвумчоррском руднике за это время было зарегистрировано 11 событий, имеющих принадлежность к зонам тектонических нарушений и району ведения горных работ, 3 события отмечены в зоне стыковке Центрального и Расвумчоррского рудников. С 19 по 21 октября (до 12 час) до техногенного землетрясения на ОКр происходит увеличение числа событий на обоих крыльях рудника, энергетический диапазон данных событий не превышает 10<sup>3</sup> Дж. События относятся к зонам разломов и ведения крупномасштабных горных работ. На Расвумчоррском руднике за этот же период времени был зарегистрирован рост событий с энергией 10<sup>3</sup>-10<sup>5</sup> Дж. Данные геодинамического явления имеют принадлежность к району тектонических нарушений. В зоне ведения горных работ в этот день не произошло ни одного естественного события, то есть отмечается концентрация напряжений в крыльях рудника и понижение в горных выработках.



Рис. 6. Влияние обводненности пород на сейсмичность на примере события с энергией  $E = 2,15*10^9$  Дж (магнитуда 2,2 по данным КФ ГС РАН), произошедшее 24 сентября 2004 г.

В 12 час. 10 мин. 21 октября 2010 г на Кукисвумчоррском крыле ОКр было зарегистрировано мощное сейсмическое событие с энергией 8,6\*10<sup>9</sup> Дж. По данным протоколов событий произошла миграция сейсмичности на лежачий бок, события приурочены к геологическим разломам. Наблюдается снижение сейсмичности на Юкспорском крыле рудника, события фиксируются в районе тектонических нарушений. На Расвумчоррском руднике в этот день после 12 час. отмечено заметное снижение количества событий: в 12:49 с  $E = 10^4$  Дж, в 20:08 с  $E = 10^3$  Дж и в 22:49 с  $E = 10^3$  Дж. Таким образом, событие 21.10.2010 г. предваряется ростом увеличения числа событий на обоих крыльях рудника, которые можно сравнивать с форшоками мощного события в 12 час.10 мин. В принципе допустимо присутствие тектонической природы этого события.

Техногенные события на Расвумчоррском и Центральном рудниках. Май 2012 г. В мае 2012 г. в карьере Центрального рудника наблюдался рост сейсмической активности: 6 мая 2012 г. были зарегистрированы сейсмические события с энергией  $E = 10^3 - 10^6$  Дж в районе месторождения Плато Расвумчорр, 10 мая количество сейсмических явлений увеличилось до 14 шт., из них 4 события с энергией  $E > 10^5$  Дж. С 14 мая отмечается активизация сейсмичности в зоне стыковки рудников Расвумчоррского и Центрального. 18 мая 2012 г. в карьере Центрального рудника объединенной системой контроля сейсмичности массива были зарегистрированы геодинамические явления с магнитудами M =1,0-2,1. Общее количество зарегистрированных сейсмических событий с энергетическим диапазоном  $10^3 - 10^8$  Дж составило 107 за сутки.

На рис. 6 приведены графики количества событий и водоприток на Расвумчоррском и Центральном рудниках с 11 по 18 мая 2012 г., показывающие очевидную связь между числом событий и увлажненностью горных пород.

#### Выводы

Выполненный сопоставительный анализ причин и факторов контроля природной и наведённой сейсмической активности показал, что поле тектонических напряжений южной части Хибинского массива и плоскости действия максимальных касательных напряжений по ориентировке могут влиять на активизацию сейсмоактивных разломов. Отзыв зоны шпреуштейнизации на Кукисвумчоррском крыле ОКр даже во время событий на карьере Центральный может быть обусловлен близостью ее ориентировки к плоскости действия оси «растяжения» общего поля напряжений юга Хибинского массива, благоприятной для образования раздвиговых смещений. Анализ последних наиболее крупных техногенных сейсмических событий на плато Расвумчорр показывает, что число сейсмических событий существенно зависит от водопритока поверхностных вод, интенсивности горных работ, служащих триггерами для готовящихся тектонических собы тий. Проанализированные события в большинстве имеют признаки влияния тектонического фактора.

#### Литература

*Гущенко О.И.* Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331-334.

*Гущенко О.И., Сим Л.А.* Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических перемещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы: тез. Всес. сов. М., 1974. С. 5-8.

*Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7-25.

Козырев А.А., Жиров Д.В., Виноградов А.Н., Жирова А.М., Рыбин В.В., Виноградов Ю.А. Комплексный анализ сейсмичности Хибинской и Ловозерской природно-технических систем и вариаций региональных геомагнитных возмущений / Проблемы и тенденции рационального и безопасного освоения георесурсов: сб. докл. Всероссийской научно-технической конференции с международным участием, 12-15 октября 2010. ГоИ КНЦ РАН, Апатиты. Апатиты; Спб.: 2011. С. 367-373

*Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 213 с.

Сейсмичность при горных работах / Под ред. Н.Н. Мельникова. Изд. КНЦ РАН, 2002. 325 с.

Сим Л.А. Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1982, № 4. С. 35-40.

Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. http://gt.crust.irk.ru/magazin2011\_3.html. C. 219-243.

# ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ВЕРХНИХ ГЕОСФЕРАХ ЗЕМЛИ

# ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ В ВАРИАЦИЯХ ИОНОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ

# В.И. Куркин, М.А. Черниговская, Н.П. Перевалова, Н.М. Полех, Н.А. Золотухина, Б.Г. Шпынев, К.Г. Ратовский, А.В. Ойнац, А.С. Полякова

#### Институт солнечно-земной физики CO PAH, Иркутск; cher@iszf.irk.ru

В работе исследуются возмущения параметров ионосферы, вызванные процессами, происходящими в нижележащих слоях атмосферы, то есть так называемые метеорологические эффекты. В качестве источников воздействия снизу рассматриваются возмущения нейтральной атмосферы на высотах нижней и средней атмосферы (тропосферы, стратосферы, мезосферы) – тропические циклоны, стратосферные потепления. Эти возмущения могут быть источниками распространяющихся вверх внутренних гравитационных волн, проявляющихся на высотах ионосферы в виде перемещающихся ионосферных возмущений.

#### Введение

В работе приведены результаты исследований, направленных на решение фундаментальной проблемы изучения динамической связи в системе тропосфера-стратосфера-мезосфера-ионосфера. Исследовались возмущения параметров ионосферы, вызванные процессами, происходящими в слоях нижней и средней атмосферы, то есть так называемые метеорологические эффекты. Нижняя атмосфера – это тропосфера, а средняя атмосфера (область высот от 10 до 120 км) простирается от тропопаузы до нижней термосферы, целиком включая стратосферу и мезосферу. В качестве источников воздействия снизу рассматривались тропические циклоны (ТЦ) и зимние внезапные стратосферные потепления (ВСП). Эти возмущения могут быть источниками распространяющихся вверх внутренних гравитационных волн (ВГВ), проявляющихся на высотах ионосферы в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ) [Laštovička, 2006; Rishbeth, 2006; Куницын и др., 2007]. Волновой механизм является одним из эффективных механизмов взаимодействия между слоями атмосферы. Распространяясь вверх, ВГВ переносят энергию из тропосферы в среднюю атмосферу и ионосферу на многие сотни и даже тысячи километров. При этом амплитуда ВГВ растет вследствие уменьшения с высотой плотности атмосферы.

#### Используемые экспериментальные данные

Для анализа использовались экспериментальные данные измерений ионосферных параметров, полученные на комплексах радиофизических инструментов ИСЗФ и ИКФИА СО РАН, ИКИР ДВО РАН: система радиотрасс наклонного зондирования (НЗ) Магадан-Иркутск, Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск с цифровой регистрацией сигналов; сеть цифровых ионозондов вертикального зондирования (ВЗ) в Норильске, Новосибирске, Жиганске, Якутске, Иркутске, Хабаровске; декаметровый радар SuperDARN в режиме возвратно-наклонного зондирования (ВНЗ) ионосферы, Япония, Хоккайдо; а также сеть приемников GPS. Анализ эффектов проявления волновых возмущений в ионосферных параметрах проводился с привлечением данных по сопутствующей гелио-геофизической обстановке. Термодинамическое состояние (атмосферное давление, температура, ветровой режим) атмосферы на высотах тропосферы, стратосферы, мезосферы и нижней термосферы в исследуемых регионах анализировалось по спутниковым данным AURA, данным спутниковой программы COSMIC, а также по данным реанализа NCEP NCAR.

#### Ионосферные эффекты ТЦ по данным радиозондирования

Тропические циклоны представляют собой мощные вихревые структуры, зарождающиеся в экваториальной тропосфере над океанами. Известно, что ТЦ являются источниками различных типов внутренних атмосферных волн, которые, проникнув на высоты ионосферы, могут приводить к генерации неоднородностей ионосферной плазмы [Laštovička, 2006; Rishbeth, 2006]. Ионосферные возмущения, которые могли быть связаны с воздействием ТЦ, регистрировались различными радиофизическими методами [Huang et al., 1985; Bishop et al., 2006; Xiao et al., 2007]. Однако в большинстве исследований, посвященных изучению отклика ионосферы на ТЦ, используются единичные измерения и короткие временные ряды данных, что не дает полной уверенности в том, что обнаруженные эффекты связаны именно с воздействием ТЦ. Учитывая изложенное, в последние годы в ИСЗФ СО РАН проводится серия исследований воздействий ТЦ на ионосферу в различных регионах земного шара по данным GPS, B3, H3 и BH3.

По данным GPS выполнено исследование ионосферных эффектов ТЦ, действовавших в августе-ноябре 2005 г. в Тихом океане и вблизи атлантического побережья США. В Тихоокеанском регионе на фазе максимального развития ТЦ зарегистрировано усиление интенсивности колебаний полного электронного содержания (ПЭС) с периодами 2-20 и 60-90 мин. Возмущения ПЭС сопровождались ростом интенсивности колебаний критической частоты и нижней границы F-слоя ионосферы с периодами 1,5-6 ч и заметными отклонениями указанных параметров от медианных значений. Более подробный анализ возмущений ПЭС во время действия ТЦ проведен для ураганов атлантического побережья США на основе данных GPS. Лля анализа вариаций ПЭС нал зонами действия ТШ нами разработан метод сравнения колебаний ПЭС с поведением приземных метеорологических параметров (NCEP/NCAR Reanalysis), позволяющий проследить связь ионосферных возмущений с движением и эволюцией ТЦ [Polyakova and Perevalova, 2011]. Метод состоит в том, что на карты приземных метеопараметров наносятся траектории ионосферных точек лучей "приемник-спутник GPS" так, что размер каждой точки траектории пропорционален абсолютному значению амплитуды колебаний ПЭС. На рис. 1 показаны распределения вариаций ПЭС с периодом 2-20 мин в сравнении с поведением приземного давления во время ТЦ Katrina. Возмущения ПЭС малы, когда скорость ветра в ТЦ не велика (26 августа, рис. 1.а). Амплитула колебаний возрастает, когда ТШ достигает сталии урагана (V > 33 м/c), при этом максимальные возмущения в ионосфере регистрируются 28–29 августа (рис. 1,б), когда скорость ветра в ТЦ превышает 50 м/с. Видно, что на лучах, удаленных от траектории циклона, возмущения слабее, чем на близких лучах. Когда скорость ветра в ТЦ падает ниже 30 м/с, возмущения ПЭС почти



**Рис. 1.** Динамика изменения колебаний ПЭС с периодом 2–20 мин в сравнении с распределением приземного давления для ТЦ Katrina

исчезают. Аналогичная динамика ПЭС выявлена для ТЦ Rita и Wilma, однако амплитуда колебаний ПЭС во время действия этих циклонов была несколько меньше.

На основе сравнительного анализа вариаций ПЭС и поведения метеопараметров впервые уверенно зарегистрирован отклик ионосферы на ТЦ. Характер поведения и пространственное распределение возмущений ПЭС свидетельствуют о том, что в период наивысшего развития ТЦ (стадия урагана) над его траекторией в ионосфере формируется область неоднородностей ионизации, которая имеет горизонтальный размер 1500–2000 км и перемещается вслед за движением циклона.

Выполнено исследование эффектов проявления ТЦ в вариациях параметров ионосферы в дальней от региона источника возмущения зоне на основе анализа данных радиофизических измерений за период 2005–2011 гг. [Черниговская и др., 2012]. За семь анализируемых лет с помощью частотного анализа данных максимальных наблюдаемых частот (МНЧ) сигналов НЗ вдоль трасс Магадан-Иркутск, Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск были выявлены временные интервалы с повышенной энергетикой колебаний, интерпретировавшиеся как проявление ПИВ, источниками которых являлись ВГВ с периодами 1–5 часов. Анализ проводился для равноденственных периодов всех лет, а в 2010–2011 гг. еще и для лета. В периоды проведения радиофизических измерений на трассах НЗ в акватории северо-запада Тихого океана, ближе всего расположенной к территориям прохождения трасс НЗ, всего действовали 28 ТЦ.

В результате проведенного исследования получены свидетельства проявления ТЦ в вариациях параметров ионосферы в дальней от региона источника возмущения зоне. Летом и осенью, в сезоны высокой циклонической активности, в спокойных гелио-геомагнитных условиях отмечено существенное усиление энергетики волновых возмущений на трассах НЗ с различным откликом ионосферы на прохождение волновых возмущений от одних источников ВГВ (рис. 2,а). Интенсивность наблюдаемых ПИВ уменьшалась по мере удаления трасс к западу от потенциальных источников ВГВ. Оценена скорость распро-



Рис. 2. (*a*) текущие спектры МНЧ для периодов 1–5 час на трассах НЗ, индексы геомагнитной активности  $K_p$ , а также периоды действия ТЦ (горизонтальными полосами на временной оси графика для  $K_p$ ); (*б*) – траектория ТЦ Choi Wan 12–20 сентября 2009 г.; (*в*) – временные зависимости мощностей текущих спектров  $R_i$  для периода  $T_i = 5$  час на трассах НЗ в период действия ТЦ

странения волновых возмущений, составляющая ~ 90–170 м/с (рис. 2,в). Весной, в отсутствие действующих ТЦ в акватории северо-запада Тихого океана, также отмечались ПИВ, но их энергетика была значительно меньше по сравнению с энергетикой ПИВ летом и осенью.

Установлено, что интенсивность ионосферных возмущений метеорологического происхождения значительно ниже интенсивностей возмущений, вызванных вариациями гелио- и геомагнитной активности (воздействие внешнего фактора), что существенно затрудняет исследование эффектов воздействия со стороны нижних слоев атмосферы. Тот факт, что результаты 2008–09 гг. относились к периоду минимума солнечной активности при низкой геомагнитной возмущенности, дает основание предполагать, что обнаруженные ионосферные эффекты могли быть связаны именно с влиянием ТЦ в северо-западной акватории Тихого океана. Выявленные различия энергетики исследуемых короткопериодных колебаний для разных сезонов могут быть, на наш взгляд, связаны с особенностями формирования, развития, перемещения конкретных тропических циклонов в рассматриваемые периоды, и как следствие этих особенностей – различными эффектами воздействия ТЦ на вышележащую атмосферу.

Согласно теоретическим исследованиям генерация ВГВ в ТЦ возникает вследствие атмосферной турбулентности [Дробязко и Красильников, 1985; Черногор, 2006]. В работе Черногора (2006) показано, что радиус ядра ТЦ, эффективно излучающего ВГВ, примерно равен удвоенному радиусу глаза циклона. Причем, выделяются два периода, на которых интенсивность излучения циклона резко возрастает. Это период ~ 6 мин., соответствующий частоте Брента-Вяйсяля, и период

$$T \sim 0.6R_0/V_0$$

где  $V_0$  – горизонтальная скорость ветра, а  $R_0$  – внешний радиус циклона (для типичных ТЦ этот период составляет от 30 минут до нескольких часов). Высокочастотные ВГВ быстро затухают с расстоянием, поэтому на удалении в несколько тысяч километров циклон можно рассматривать как точечный источник ВГВ с преобладающим периодом, зависящим от горизонтальной скорости ветра и величины внешнего радиуса циклона. В этой связи был проведен анализ данных декаметрового радара SuperDARN Хоккайдо, полученных в сентябре 2008 и 2009 гг. в режиме ВНЗ ионосферы, с целью поиска эффектов ПИВ, обусловленных деятельностью сильных ТЦ в северо-западной акватории Тихого океана [Ойнац и др., 2012].



**Рис. 3.** Расположение радара SuperDARN Хоккайдо (треугольник), его сектора обзора (исходящие линии) и траектории движения мощных ТЦ в северо-западной акватории Тихого океана в сентябре 2008 и 2009 гг.

Из всех ТЦ были выбраны самые мощные, характеризовавшиеся категорией 4 (тайфун) или 5 (супертайфун) по шкале ураганов Саффира-Симпсона. На рис. 3 показано место расположения радара и его сектор обзора, а также траектории движения ТЦ. Были выбраны дни со спокойными гелио- и геомагнитными условиями, когда ТЦ достигали своих экстремальных параметров и при этом при-

ближались к береговой линии материка или пересекали ее [Xiao et al., 2007]. Несмотря на спокойную геомагнитную обстановку в выбранные дни, в данных радара присутствуют признаки ПИВ различных масштабов. Используя методику для определения параметров ПИВ по данным радаров SuperDARN [Куркин и др., 2012], были рассчитаны преобладающие азимут и скорость выборочных крупнои среднемасштабных возмущений в секторе обзора радара. Оценки показали, что помимо возмущений с обычным для средних широт направлением распространения с севера на юг, присутствовали также ПИВ с направлением на север и северо-восток. Такие ПИВ, вероятно, могли быть вызваны действовавшими на тот момент времени мощными ТЦ.

## Ионосферные эффекты ВСП по данным радиозондирования

Используя измерения температуры средней атмосферы, полученные с помощью CBЧ зонда MLS Aura, исследована связь между появлениями ночной зимней аномалии и зимними ВСП, которые наблюдаются почти каждую зиму и наиболее часто – в северном полушарии. Ночная зимняя аномалия (НЗА) проявляется как значительное повышение электронной концентрации и полного электронного содержания относительно их медианных значений [Jakowski and Förster, 1995; Farelo et al., 2002]. Вероятность ее появления зависит от сезона, геомагнитной широты и цикла солнечной активности, и наибольшая амплитуда наблюдается при низкой солнечной активности. Анализ появления НЗА, выполненный по ланным трех среднеширотных станций (2002-2010 гг.), показал, что в указанных пунктах отмечались случаи регистрации НЗА в одни и те же или соседние сутки [Пирог и др., 2010]. Это указывает на то, что ее появление на разнесенных по долготе станциях может иметь общую природу, связанную с процессами планетарного масштаба, например, усилением активности ВГВ, вызванным стратосферными потеплениями. По данным Иркутского дигизонда DPS-4 были выделены примеры экстремальных повышений электронной концентрации в ночные часы, когда значения электронной концентрации почти в 2 раза превышали фоновый уровень [Деминов и др., 2011].

На рис. 4 представлены вариации температуры над Иркутском на высоте 30 км и ночных значений foF2 для декабря 2008 г. во время ВСП. В вариациях указанных величин можно выделить колебания с периодами несколько суток. Видно, что спустя 9 дней после значительного роста температуры до 242°K, было зарегистрировано возрастание ночных значений электронной концентрации до 4,9 МГц. Дальнейший спад и рост температуры сопровождался изменением амплитуды вариаций foF2. Подобные изменения в вариациях температур и критических частот наблюдались во время других стратосферных потеплений [Полех и др., 2013].

Одним из возможных механизмов передачи энергии волновой активности на ионосферные высоты может служить модуляция планетарными волнами амплитуд суточных и полусуточных приливов, которые легко проникают до ионосферных высот [Pancheva and Mukhtarov, 2011]. В вариациях foF2 и высоты максимума слоя hmF2 с помощью спектрального анализа были выделены суточные, полусуточные колебания, а также с периодами в несколько суток. Амплитуды суточной и полусуточных гармоник модулированы колебаниями с периодами пла-



**Рис. 4.** Временной ход температуры (в кельвинах) на высоте 30 км (а) вариации ночных значений foF2 в декабре 2008 г.

нетарных волн (3–10 суток). Максимальная амплитуда планетарных волн наблюдается в те самые дни, когда наблюдаются случаи высоких значений НЗА. Когда фазы колебаний с периодами планетарных волн близки к фазам полусуточных колебаний, то амплитуды полусуточных колебаний усиливаются, что и определяет повышение ионизации.

Следовательно, активность планетарных волн, усиливающаяся в периоды ВСП, может воздействовать на суточные и полусуточные гармоники термосферы и ионосферы. В случае совпадения фазы этих колебаний амплитуда полусуточных гармоник может усиливаться, что приводит к появлению высоких ночных значений электронной концентрации, особенно заметную в ночные часы.

Была исследована взаимосвязь динамических процессов в средней атмосфере и ионосфере сибирского региона во время ВСП в январе 2009 г. [Шпынев и др., 2013]. Для анализа глобальной динамики средней атмосферы использовались данные Британского Метеоцентра UKMO, спутниковые данные по средней атмосфере MLS AURA. Для анализа параметров ионосферы использовались данные спутниковой программы COSMIC и данные сибирской сети ионозондов в Новосибирске, Иркутске, Норильске, Якутске и Жиганске. Стратосферное потепление 2009 г. явилось самым мощным в период затянувшегося минимума солнечной активности 2005–2010 гг. По данным UKMO особенностью ВСП в январе 2009 г. было резкое усиление амплитуды 12-часовой планетарной волны при относительно слабой 24-часовой гармонике. Стратосферное потепление 17–26 января 2009 г. проявилось в виде симметричного деления полярного вихря с образованием четырех ячеек: двух циклонического типа и двух антициклонического типа (рис. 5,а).



**Рис. 5.** Схема расположения Новосибирска, Иркутска, Якутска и Норильска относительно ячеек циркуляции (а) и вариации foF2 и hmF2 в Новосибирске, Иркутске и Якутске и Норильске (б)

Данные сети сибирских ионозондов ВЗ показали, что динамические эффекты, связанные с ВСП, проявляются на высотах ионосферы, причем эти эффекты зависят от положения пункта наблюдения относительно зоны циркуляции (рис. 5,б). Наибольший ионосферный эффект наблюдался в Якутске в виде повышения высоты максимума h<sub>m</sub>F2 на ~ 50 км в течение шести дней. Спокойная геомагнитная обстановка позволила однозначно выделить воздействие ВСП на параметры ионосферы. Физическим механизмом, создающим потепление, является адиабатическое сжатие атмосферного газа на границе ячеек. В случае четырех ячеек эффект сжатия усиливается встречными потоками. Область повышенного давления обеспечивает вертикальный перенос молекулярного газа на высоты нижней термосферы, что приводит к уменьшению критической частоты F2 слоя в Якутске и к увеличению высоты его максимума. В Новосибирске и Иркутске обратный эффект обусловлен низким давлением в центре циклонического вихря и оттоком молекулярного газа из нижней термосферы.

Таким образом, в качестве механизма, обуславливающего вариации параметров ионосферы, рассматривается поднятие и опускание циркуляцией молекулярных ионов на высотах нижней термосферы во время событий ВСП.

#### Заключение

На основе анализа экспериментальных данных радиофизических измерений ионосферных параметров получены подтверждения эффектов воздействия метеорологических возмущений в нижней и средней атмосфере на ионосферу Земли.

Работа выполнена в рамках Проекта № 8.2 "Исследование отклика ионосферы на экстремальные явления в нейтральной атмосфере в азиатском долготном секторе" ОНЗ РАН, а также при поддержке РФФИ (гранты №№ 11-05-00892а, 11-05-00908-а, 12-05-00865-а, 12-05-92103-ЯФ-а и 13-05-00292-а) и Министерства образования и науки РФ (ГК № 14.518.11.7065).

#### Литература

Деминов М.Г., Деминова Г.Ф., Жеребцов Г.А. и др. Очень сильные увеличения электронной концентрации в максимуме F2-слоя зимней ночной ионосферы над Иркутском // Солнечноземная физика. 2011. Вып. 19. С. 116-119.

Дробязко И.Н., Красильников В.Н. Генерация акустико-гравитационных волн атмосферной турбулентностью // Известия ВУЗов. Радиофизика. 1985. Т. 28. № 11. С. 1357-1365.

Куницын В.Е., Сураев С.Н., Ахмедов Р.Р. Моделирование распространения акустикогравитационных волн в атмосфере для различных поверхностных источников // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2007. № 2. С. 59-63.

Куркин В.И., Кутелев К.А., Ойнац А.В., Nishitani N. Перспективы применения радаров SuperDARN для мониторинга динамики ионосферы в России // Физические основы приборостроения. 2012. Т. 1. № 3. С. 3-18.

Ойнац А.В., Куркин В.И., Nishitani N., Черниговская М.А. Метеорологические эффекты в ионосфере по данным декаметрового радара SuperDARN Хоккайдо // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 4. С. 113-120.

Пирог О.М., Полех Н.М., Белинская А.Ю., Думбрава З.Ф. Морфологический анализ зимней ночной ионосферы на средних широтах Азиатского региона // Солнечно-земная физика: сб. науч. тр. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. Вып. 16. С. 143-148.

Полех Н.М., Куркин В.И., Золотухина Н.А., Черниговская М.А. О связи между повышением ночной зимней ионизации в среднеширотном F2 слое и стратосферными потеплениями // Солнечно-земная физика: сб. науч. тр. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. Вып. 22(135). С. 41-46.

Черниговская М.А., Куркин В.И., Орлов И.И. и др. Статистический анализ эффектов тропических циклонов в вариациях параметров ионосферы в азиатском регионе России по данным наклонного радиозондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 208-217.

Черногор Л.Ф. Тропический циклон как элемент системы Земля - атмосфера - ионосфера - магнитосфера // Космічна наука і технологія. 2006. Т. 12. № 2/3. С. 16-36.

Шпынев Б.Г., Панчева Д., Мухтаров П. и др. Отклик ионосферы над регионом Восточной Сибири во время внезапного стратосферного потепления 2009 г. по данным наземного и спутникового радиозондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 153–163.

*Bishop R.L., Aponte N., Earle G.D. et al.* Arecibo observations of ionospheric perturbations associated with the passage of Tropical Storm Odette // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. A11320.

*Farelo A.F., Herraiz M., Mikhailov A.V.* Global morphology of night-time NmF2 enhancements // Ann. Geophys, 2002. V. 20, P. 1795-1806.

*Huang Y.N., Cheng K., Chen S.W.* On the detection of acoustic gravity waves generated by typhoon by use of real time HF Doppler frequency shift sounding system // Radio Sci. 1985. V. 20. P. 897–906.

Jakowski N., Förster M. About the nature of the Night-time Winter Anomaly effect (NWA) in the F-region of the ionosphere // Planet. Space Sci., 1995. V. 43. P. 603-612.

*Laštovička J.* Forcing of the ionosphere by waves from below / J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2006. V. 68. P. 479–497.

Pancheva D., Mukhtarov P. Stratospheric warmings: The atmosphere-stratosphere coupling paradigm // J. Atmos. and Solar. Terr. Phys., 2011. V. 73. P. 1697-1702.

Polyakova A.S., Perevalova N.P. Investigation into impact of tropical cyclones on the ionosphere using GPS sounding and NCEP/NCAR Reanalysis data // Adv. Space Res. 2011. V. 48. P. 1196–1210

*Rishbeth H.* F-region links with the lower atmosphere? // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2006. T. 68. № 3-5. C. 469-478.

*Xiao Z., Xiao S., Hao Y., Zhang D.* Morphological features of ionospheric response to typhoon // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. A04304.

# ОТОБРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПАРАМЕТРАХ СИНГУЛЯРНОГО ИСТОЧНИКА ТОКА. ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ОБСЕРВАТОРИЙ ЯПОНИИ 2006–2011 ГГ.

## Л.Ф. Московская

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург; E-mail: lf\_mosc@mail.ru

Рассмотрен метод расчёта положения сингулярного обобщённого токового источника по синхронным измерениям магнитного поля в разнесённых точках, предназначенный для непрерывного контроля изменений степени электромагнитной неоднородности геофизической среды. Обнаружена зависимость расстояния от поверхности земли до эффективного источника от Ар-индекса магнитной возмущённости. По данным мониторинга магнитного поля тремя обсерваториями Японии за 2009-2011 годы зафиксированы регулярные вариации кажущихся расстояний до эффективного сингулярного источника, связанные с ритмом геодинамических процессов в окрестности станции Какиока. Наиболее значительное уменьшение кажущегося расстояния зарегистрировано в связи с сейсмической активизацией региона, включающей катастрофическое землетрясение 11 марта 2011 года с магнитудой М = 9,1. Аномальное поведение кажущихся параметров обобщённого источника проявилось не менее чем за две недели до землетрясения. Характерные изменения кривых фиксировались в течение трёх месяцев.

#### Введение

В результате тесной связи оболочек Земли аномальные физические поля литосферы в процессе подготовки землетрясений возбуждают аномалии в атмосфере и ионосфере. Предвестники крупных землетрясений обнаружены по спутниковым данным [Molchanov et al., 2002; Pulinets, Ouzounov, 2011]. Катастрофическое землетрясение 11 марта 2011 года в Японии ещё раз настоятельно привлекло внимание учёных к необходимости разработки надёжных методов слежения за изменениями в геофизической среде и диагностики состояния геодинамических систем в сейсмоактивных регионах. Тектонические процессы, в рассматриваемом регионе, являются непрерывными. Постоянно происходят землетрясения средних и больших энергий. Длительный мониторинг разнообразных полей даёт возможность развивать новые и совершенствовать традиционные подходы к анализу данных, опираясь на фактуру реального полевого эксперимента. Наша задача состояла в анализе продолжительных синхронных измерений магнитного поля по данным трёх обсерваторий Японии с целью выявления аномальных изменений в сигнале, связанных с сейсмической активностью региона.

#### Исходные материалы и их первичная обработка

Мы использовали измерения магнитного поля Центра Анализа Данных Земного и Космического Магнетизма Университета Киото Японии (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/) и Сейсмической каталог Центра Обработки Данных Землетрясений Северной Калифорнии (http://www.ncedc.org/anss/catalogsearch.html). Анализировались временные ряды вектора магнитного поля (*H*, *Z*, *D* – компонент) трёх обсерваторий Японии: Каноя (KNY:  $\varphi = 31,424^{\circ}$ ,  $\lambda = 130,880^{\circ}$ ), Какиока (KAK:  $\varphi = 36,232^{\circ}$ ,  $\lambda = 140,186^{\circ}$ ), Мемамбетцу (MMB:  $\varphi = 43,910^{\circ}$ ,  $\lambda = 144,189^{\circ}$ ). Частота отсчётов – 1 секунда, точность – 0,01 нТл. Станции образуют треугольник, вытянутый в меридиональном направлении. Сейсмический каталог содержит средние и большие землетрясения  $M \ge 4$ . Длина временных рядов составляла 6 лет: 2006–2011 годы.

Мы использовали в исследованиях минимально загрязнённые техногенными помехами отрезки временных рядов магнитного поля: с 1:30 по 4:30 часов по местному времени. На трёхчасовом интервале суток вычислялись средние значения горизонтальной (*H*) и вертикальной (*Z*) компонент. Для каждой функции средних значений выделялись временной тренд изменения поля и аномальная составляющая, содержащая локальные вариации поля. Расщепление сигнала на две компоненты проводилось в скользящем окне 61 день методом адаптивной робастной фильтрации [Московская, 2000; 2003]. Горизонтальные проекции аномального поля имеют вид функционально тождественный индексу Dst-вариации магнитного поля. Одноимённые компоненты аномального поля на всех трёх станциях функционально подобны. С увеличением расстояния станции от экватора амплитуды аномального поля уменьшаются.

#### Сингулярный источник тока

Ведущим физическим процессом, энергетически задающим форму вариаций аномального поля, является кольцевой ток. Вариации магнитного поля пронизывают все физическое пространство, инициируя вторичные токи в среде. Физическими носителями токовых систем могут быть электромагнитноактивные оболочки Земли: плазмосфера, ионосфера, литосфера. Геометрия токовых систем планетарного масштаба для низких широт: кольцевой ток, экваториальный ток имеют широтное направление. Суточный ход магнитного поля модулируется распределением Sq – вариации тока. Токи, формирующие её, связаны с ветровым движением воздушных масс. По экспериментальным данным для 4 часов местного времени на широте 40° вектор ветровых токов преимущественно направлен на запад с небольшой проекцией на север [Нишида, 1980].

Известно, что решение обратной задачи геофизики не единственное [Жданов, 2007; Яновская, Порохова, 2004]. Существуют эквивалентные распределения аномальных источников, создающие заданную морфологию поля. Использованная нами модель интерпретации представляет собой однородное непроводящее пространство, в котором параллельно плоскости наблюдения (в широтном направлении) течёт горизонтальный ток. Магнитное поле измеряется в точках, расположенных перпендикулярно токовой струе (по меридиану). Эффективным сосредоточенным (сингулярным) источником мы называем горизонтальную линию тока эквивалентную реальному распределению тока относительно подбираемых параметров магнитного поля в заданных точках наблюдения. Задача состояла в определении координат такого источника в плоскости перпендикулярной линии тока. В оценках мы ограничивались аномальными вертикальной (Z) и горизонтальной (H) компонентами.

Оценки положения эффективного сосредоточенного токового источника проводились для трёх вариантов моделей интерпретации.

1. Геометрический метод. Горизонтальный ток порождает магнитное поле, силовые линии которого лежат в перпендикулярной плоскости. Для сосредоточенного в пространстве токового жгута линии магнитного поля лежат на касательной к окружности, перпендикулярно радиусу на источник. Отношения вертикальной и горизонтальной компонент поля могут быть использованы для определения соответствующих углов.

2. Энергетический метод. В основу приближённого определения положения сосредоточенного источника может быть положена гипотеза о скорости убывания поля в зависимости от удаления до источника  $F(R) \approx R^{-\gamma}$ . Показатель степени для бесконечной линии тока равен единице.

3. Геометрически-энергетический метод. Координаты эффективного источника оцениваются исходя из скорости затухания поля в зависимости от расстояния до источника  $F(R) \approx R^{-\gamma}$  и растровому углу выхода электромагнитной волны от эффективного источника.

В моделях 1, 3 проводятся оценки геометрии независимо для двух станций. В случае 2 необходимо использовать одновременно данные трёх обсерваторий.

При интерпретации синхронных данных разных станций предполагается, что сосредоточенный токовый источник является единым для всех трёх станций. В реальности из-за достаточно большого пространственного масштаба модели в окрестности той или иной станции могут появиться дополнительные источники электромагнитных неоднородностей: литосферные либо ионосферные. Присутствие локальных магнитных возмущений в окрестности станции проявится смещением кажущихся оценок обобщённого источника. Степень пространственной однородности поля может контролироваться критерием геометрической упорядоченности. Общий ток единой модели должен иметь согласованное направление для аномальных магнитных полей на всех станциях. Энергетический критерий пространственной однородности поля состоит из возможности решения задачи об определении координат общего источника по данным трёх станций во втором варианте оценивания. Для описания пространственной однородности магнитного поля мы ввели индексы геометрический и энергетический однородности. В случае неудовлетворения либо удовлетворения критерию однородности поля в текущие сутки индекс полагается соответственно равным 0 либо 1. Также использовался обобщённый индекс однородности, определённый как среднее арифметическое первых двух.

В реальности мы имеем дело с системой пространственно разнесённых электропроводящих оболочек Земли носителей токовых систем, ближайшими из которых к точкам регистрации магнитного поля являются литосфера и ионосфера. Результирующий эффект может быть аппроксимирован композицией многократных отражений от границ раздела сред. И литосфера, и ионосфера являются электромагнитно активными средами, в которых могут возникать токи, порождённые разнообразными физическими процессами. В зависимости от текущей конфигурации токов в системе проводящих оболочек энергетическое преобладание вклада той или иной среде в совокупный результат со временем может изменяться. Эффективный сингулярный источник может оказаться как в нижнем полупространстве, так и в верхнем.

#### Результаты обработки данных

Результаты моделирования представлены для данных магнитных полей 1 января 2009 по 30 сентября 2011 гг. (рис. 1). Существенно различный характер поведения функций кажущихся расстояний, определённых по измерениям поля на различных станциях, оказался в период непосредственно предшествующий взрыву сейсмической активности 11 марта 2011 года и во время её наибольшего уровня. Кажущиеся расстояния, рассчитанные по ближним станциям Каноя – Какиока (KNY–KAK), Какиока – Мемамбетцу (КАК–МВВ), выявили резкое аномальное снижение уровня в виде нескольких продолжительных глубоких локальных минимумов функции на интервале сейсмической активизации, в то время как оценки, выполненные по данным дальних станций Каноя – Мемамбетцу (KNY–MMB) не обнаружили такой тенденции. Аномальное уменьшение кажущегося расстояния в период сейсмической активизации также отчётливо проявилось в энергетическом подходе при одновременном использовании измерений трёх станций. Более детальное изложение математических аспектов и вариаций сигналов расстояния содержится [Moskovskaya, 2013].

Землетрясение M = 9,1 баллов 11 марта 2011 года соответствует 800 дню мониторинга. Сутки отсчитываются от 1 января 2009 года. Наиболее сильно эффект уменьшения кажущихся расстояний проявился в способах расчёта с привлечением энергетических предположений о скорости затухания поля. Аномальная тенденция проявляется за две-три недели до катастрофического землетрясения. Уменьшение кажущихся расстояний обобщённого источника, наиболее резкая проявленность эффекта в оценках, включающих энергетическую составляющую сигналов, отсутствие эффекта при обработке данных пары удалённых обсерваторий (KNY–MMB) – всё это говорит о том, что причиной такого изменения поведения оценок является локальная электромагнитная неоднородность. Она концентрируется в окрестности центральной обсерватории Какиока и усиливается в связи с активизацией сейсмической зоны.

Анализ временных развёрток сейсмических событий средних и высоких энергий ( $M \ge 4$ ), обнаружил, что в окрестности станции Какиока отчётливо проявляется ритмический характер тектонических процессов. Временные интервалы сейсмической активизации перемежаются паузами. На рис. 1, *в* приведена линейка сейсмических событий в радиусе 300 км от обсерватории Какиока. Под вертикальными линиями указаны длительности пауз в сутках. Практически все запуски серий землетрясений предваряются уменьшением в той или иной мере кажущихся расстояний до эффективного токового источника. Уменьшению сопутствует уменьшение однородности поля (рис. 1, *a*). На рисунке по зонам локальных минимумов нанесены вертикальные линии. Наиболее мощные сейсмические удары (M > 6), происходящие внутри серии, также могут отмечаться предваряющей их вариацией уменьшения кажущегося расстояния (интервал 6–7, 9–10). Внутри сплошной череды активизации после 800 суток по оценкам расстояний в ряде случаев на фоне общего снижения уровня также прослеживаются дополнительные минимумы, предшествующие локальным вспышкам сейсмической активности.

Функциональное подобие компонент аномального поля, по которому определялись параметры сингулярного источника, *Dst*-индексу фактически подразумевает связь оценок параметров модели с характеристиками внешних воздействий



Рис 1. Расстояния до эффективного сосредоточенного источника для трёх версий оценивания.

а) средние индексы однородности поля на трёх станциях: геометрический (индекс 1), энергетический (индекс 2), средний арифметический из двух (индекс 3). Осреднённые значения в скользящем окне по 7 точкам.

б) расстояния до эффективного сосредоточенного источника. Справа у кривой указан вариант оценивания и станции, для которых оно выполнено. Результаты всех вариантов решения профильтрованы с окном 7 дней. Графики последовательно смещены по отношению к предыдущему на два порядка.

Вертикальными линиями отмечены минимумы функций.

в) временная линейка землетрясений в радиусе 300 км вокруг станции КАК. Вертикальными линиями указаны паузы сейсмической активности и их продолжительность в сутках.

на электромагнитно активные оболочки Земли. Ведущим физическим процессом, задающим *Dst*-вариации магнитного поля, являются вариации кольцевого тока, обусловленные воздействием на магнитосферу солнечного ветра. Представляет интерес установление более явных связей между кажущимся расстоянием обобщённого токового источника до поверхности наблюдения и степенью энергетической возмущённости магнитного поля Земли.

Для исследования корреляций была выбрана функция кажущегося расстояния, полученная при геометрически-энергетическом способе оценивания для пары наиболее удалённых станций Канойя и Мемамбетцу. Длины временных рядов составляли 6 лет: 2006–2011 гг. Корреляционные связи исследовались для временных рядов после их осреднения в скользящем окне 15 дней и логарифмирования. Корреляция трендов вычислялась с центрированием сигналов. На рис. 2, *a*, *б* изображены логарифмы средних арифметических значений за 15 дней функций кажущегося расстояния *H* и *Ар*-индексов и их линейных трендов в центре скользящего окна. Показаны результаты для двух длин окон оценивания – полгода и год. Рис. 2, *в* представляет корреляции трендов в зависимости от отставания (в сутках) функции кажущегося расстояния от функции *Ар*-индекса. Точками выделены максимумы. Приведены результаты обработки для окон w = 183, w = 365и w = 731 день. Максимальные значения корреляций соответственно составляют:

$$cor_{183}(-61) = 0.67$$
,  $cor_{365}(-72) = 0.76$ ,  $cor_{731}(-85) = 0.86$ .

Функции трендов были смещены друг относительно друга на число суток, обеспечивающее наибольшую корреляцию, и изображены в виде годографов (рис. 2, *г*). На рисунках нанесены линии линейной регрессии  $\lg H = C \cdot \lg Ap + D$ , построенной методом наименьших квадратов. Коэффициенты разложения равны.

$$C_{183} = 0.42$$
,  $D_{183} = 3.02$ ,  $C_{365} = 0.41$ ,  $D_{365} = 3.02$ ,  $C_{731} = 0.35$ ,  $D_{731} = 3.07$ 

Таким образом, проявляется достаточно устойчивая функциональная зависимость кажущегося расстояния обобщённого источника от *Ар*-индексов магнитной возмущённости. Причём, реакция среды, имитируемая расстоянием до обобщённого токового источника, запаздывает на 2-3 месяца.

## Обсуждение результатов

Общие итоги проведённого математического моделирования можно свести к двум главным утверждениям: получена оценка кажущегося расстояния до обобщённого токового источника, содержащего главную энергетическую моду эффективного источника магнитной аномалии. Кажущееся расстояние подвержено значительным вариациям во времени. Причём, эти вариации связаны с геодинамическими процессами, происходящими в регионе.

Зависимость эффективного расстояния от Ар индекса

# $\lg H = C \cdot \lg Ap + D$

можно трактовать как реакцию системы на энергию внешнего возмущения среды. Эффективное расстояние отражает меру интенсивности электромагнитного возбуждения среды. Это физически может соответствовать увеличению совокупной плотности носителей токовых систем, сосредоточенных в кольцевом токе, в плазмосфере, ионосфере, в земной коре, а также увеличению эффективного сечения токовых струй, увеличению глубины проникновения индукционных токов в литосферу. Запаздывание реакции системы на возбуждение говорит об инерционности процессов. Время релаксации либо энергетической накачки системы по результатам корреляционного анализа трендов сигналов составляет 2–3 месяца.

На энергетически главный несущий сигнал накладываются локальные пространственно-временные электромагнитные вариации, связанные с геодинамическими процессами. Из-за большей близости источников аномалий к точкам регистрации поля доля этих процессов в совокупном результате расчёта обобщённых параметров значительна. Таким образом, модель эффективного сосредоточенного источника тока работает как детектор и усилитель электромагнитных процес-



**Рис. 2.** Корреляции трендов функций кажущегося расстояния *H* и *Ар*-индексов. Обработка данных 2006–2011 годов.

*а*, *б* – средние арифметические значения в скользящем окне 15 суток функций кажущейся высоты *H* и *Ар*-индекса. Плавные линии – их линейные тренды в центре скользящего окна длинной 183 суток (а) и 365 суток (б);

*в* – корреляции трендов в зависимости от числа дней запаздывания функции высоты от функции *Ар*-индекса. Шифр кривых соответствуют окнам обработки: 1 – 183 дня, 2 – 365 дней, 3 – 731 день;

c – годографы после смещения функций по точке максимума корреляции для разных окон обработки и линейная регрессия зависимости  $\lg H = C \cdot \lg Ap + D$ 

сов, происходящих в оболочках Земли и обусловленных тектоническими движениями коры.

В заключение необходимо выразить глубокую признательность научным сообществам, поддерживающим научные сайты, за предоставленную возможность использования данных магнитных обсерваторий Японии и Сейсмического каталога Калифорнии. А также благодарность проф. Ю.А. Копытенко за конструктивное обсуждение результатов.

#### Литература

Жданов М.С. Теория обратных задач и регуляризация в геофизике. М.: Научный мир, 2007. 712 с.

Московская Л.Ф. Фильтрация устанавливающихся полей на основе робастного оценивания // Российский геофизический журнал. 2000. № 19-20. С. 71-78.

*Московская Л.Ф.* Препроцессинг измерений устанавливающихся электромагнитных полей с высокой пространственно-временной плотностью на примере морских электрозондирований // Геофизика. 2003. № 4. С. 25-29.

Нишида А. Геомагнитный диагноз магнитосферы. М.: Издательство«Мир». 1980. 299 с. Яновская Т.Б., Порохова Л.Н. Обратные задачи геофизики. Изд. СПбГУ, 2004. 214 с.

Molchanov O.A., Hayakawa M., Afonin V.V., Akentieva O.A. and Mareev E.A. Possible influence of seismicity by gravity waves on ionospheric equatorial anomaly from data of IK-24 satellite 1. Search for idea of seismo-ionosphere coupling. Seismo Electromagnetics Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling / Eds. By Hayakawa and Molchanov. TERRAPUB. Tokyo. 2002. P.275-285.

*Moskovskaya L.F.* Model of the singular current source—The indicator of geodynamic processes in Japan in 2009-2011 // Natural Science Vol. 5, No. 8A1, 38-45 (2013).

*Pulinets S., Ouzounov D.* Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling (LAIC) model – An unified concept for earthquake precursors validation // Journal of Asian Earth Sciences 41. 2011. P. 371-382.

# ТРИГГЕРНОЕ ВОЗБУЖДЕНИЕ УНЧ ВОЛН В МАГНИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

#### В.А. Пилипенко

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва; E-mail: pilipenko va@mail.ru

Исследования геофизических процессов дают многочисленные наблюдательные свидетельства, указывающие на возможность мощного отклика околоземной среды на слабое (на много порядков по энергии) воздействие. Примерами таких, убедительно подтвержденных, эффектов служат: стимуляция магнитных бурь и суббурь вариациями межпланетного магнитного поля; индуцированная свистовыми ОНЧ волнами модификация нижней ионосферы; возбуждение глобальных УНЧ волн при резком возрастании плотности солнечного ветра на восстановительной фазе сильных магнитных бурь; и возбуждение ионно-циклотронных волн скачками плотности солнечного ветра. Такие эффекты показывают, что преобладающие представления о генерации э/м УНЧ волн в околоземной плазме в результате спонтанного нарастания тепловых флуктуаций до нелинейного уровня при превышении порога линейной неустойчивости требуют значительной корректировки. Однако углубленное изучение триггерных явлений упирается в отсутствие адекватных теоретических подходов и методов анализа данных.

#### Возбуждение неустойчивостей околоземной плазмы

Исследования геофизических процессов дают многочисленные наблюдательные свидетельства, указывающие на возможность мощного отклика природной среды на слабое (на несколько порядков по энергии) воздействие. Околоземная плазма представляет собой идеальный объект для разработки подходов к изучению триггерных эффектов, т.к. бесстолкновительная плазма легко переходит в неравновесное состояние. В ОНЧ лиапазоне (елиницы - десятки кГц) хорошо известны и теоретически интерпретированы триггерные излучения: излучение магнитосферной плазмы, возбуждаемое слабыми э/м импульсами от грозовых разрядов или наземных СДВ передатчиков. Для э/м волн УНЧ диапазона (от мГц до Гц) триггерные эффекты почти не обсуждались, т.к. полагается, что эти волны самопроизвольно возбуждаются в результате неустойчивостей магнитосферной плазмы. Низкочастотные колебания Рс5 диапазона (частоты порядка нескольких мГц) являются МГД волнами с масштабами, сравнимыми с размерами магнитосферы. В основном, возможны следующие источники свободной энергии плазмы (отклонение функции распределения частиц плазмы F от однородного максвелловского распределения): тангенциальные разрывы, разделяющие потоки плазмы с существенно разными скоростями, например, магнитопауза, разделяющая солнечный ветер (СВ) и магнитосферу; немонотонное распределение по энергиям (типа пучка)  $\partial F / \partial E > 0$ , образующееся в результате инжекции энергичных частиц; анизотропная температура поперек и вдоль магнитного поля  $T_{\perp} \neq T_{\odot}$ , формирующаяся в результате бетатронного ускорения; резкие пространственные градиенты плотности или температуры плазмы.

Если параметр, характеризующий неравновесность распределения, превышает порог неустойчивости, то тепловые флуктуации начинают самопроизвольно нарастать во времени по закону  $\propto \exp(-i\omega t + \gamma t)$  с частотой  $\omega$  и инкрементом  $\gamma$ , при этом  $\gamma << \omega$ . Однако такая картина – медленное нарастание осцилляторных возмущений от теплового уровня, наблюдается далеко не всегда. Зачастую возникновение колебаний происходит быстро (по сравнению с характерным периодом) под действием возмущений, существенно превышающих тепловой уровень. Такие эффекты следует отнести к триггерным геофизическим явлениям.

Рассматривая такие события, где "взмах крыльев бабочки вызывает катастрофу", необходимо различать два типа явлений, хотя граница между ними довольно условна: **триггер** – малые возмущения стимулируют высвобождение внутренней энергии системы, находящейся в метастабильном состоянии. В качестве примера обычно приводится пролет электрона через перенасыщенный пар в камере Вильсона; **транзистор** – малое изменение управляющего параметра дает возможность протекания энергетически более мощного процесса, при котором источником энергии является внешняя система. В качестве примера "транзистора" можно привести магнитную бурю. Действительно, в типичном примере, показанном на рис. 1, малое изменение ориентации (переворот к югу) межпланетного магнитного поля (ММП) В всего на 10–20 нТ приводит к пересоединению ММП и магнитосферного поля, в результате чего электрическое поле  $E = -V \times B_z$  CB, обтекающего магнитосферу со скоростью V, оказывается приложенным к магнитосфере. Это крупномасштабное поле E приводит к усилению конвекции магнитосферной плазмы, генерации магнитосферно-ионосферных токовых систем, ускорению частиц, и в конечном счете – к развитию магнитной бури, создающей на земной поверхности возмущения порядка нескольких сотен нТ на приэкваториальных широтах (Dst индекс), и около нескольких тысяч нТ на авроральных широтах (АЕ индекс). Таким образом, первоначальное возмущение магнитного поля усиливается на 2 порядка.

При триггерных же явлениях слабое внешнее воздействие высвобождает свободную энергию накопленную внутри системы, что и приводит к ее значительно более мощному возмущению. В качестве примера "триггера" далее приведен хорошо изученный эффект модификации ионосферы э/м волной.

### Индуцированная э/м импульсами локальная модификация нижней ионосферы

Энергия э/м импульса, создаваемого изолированным молниевым разрядом, казалось бы слишком мала, даже в оптимальном ОНЧ диапазоне, для того, что вызвать сколь-нибудь заметное воздействие на ионосферную плазму. Всплеск ОНЧ волн ("свист"), распространяющийся в магнитосферу вдоль силовых геомагнитных линий, резонансно взаимодействует с группой захваченных в геомагнитном поле энергичных электронов и вызывает изменение их питч-углов, но не энергии. Эти малые изменения достаточны для того, чтобы вызвать высыпание электронов в ионосферу. Благодаря этому механизму ОНЧ свист может накачать в ионосферу энергию, на 4 порядка большую, чем энергия самого свиста.

Дискретные потоки высыпающихся электронов (с  $E \sim 100$  kэВ проникающие до высот ~ 85 км), стимулированные грозовым разрядом, относительно невелики: они в  $10^3-10^4$  раз ниже, чем типичные потоки авроральных электронов. Поэтому оптические или рентгеновские излучения от таких потоков крайне трудно зарегистрировать. Вторичная ионизация, создаваемая такими потоками ~  $10^4$  эрг/см<sup>2</sup>с, составит лишь малую долю фоновой ионизации Е-слоя ионосферы, которую невозможно зарегистрировать радарами, ионозондами, или риометрами. Однако, в D-слое фоновая ионизация невелика, особенно в ночные часы (~ 1-10 см<sup>-3</sup>), поэтому малая дополнительная ионизация, создаваемая индуцированным высыпанием электронов, оказывается уже заметной. Наиболее подходящим методом для дистанционного обнаружения (проиллюстрированным на рис. 2) локализованных высыпаний оказалось просвечивание волновода земля-ионосфера СДВ передатчиками: амплитуда и фаза СДВ принимаемых сигналов весьма чувствительна к появлению неоднородностей D-слоя вдоль радиотрассы ("Trimpi-эффект") [Inan et al., 1985].

#### Возбуждение глобальных Рс5 пульсаций

Традиционно считается, что основным генератором крупномасштабных Pc5 волн является неустойчивость Кельвина-Гельмгольца тангенциального разрыва между потоком CB и магнитосферной плазмой, которая развивается при достаточной большой скорости обтекания. В приведенном ниже событии (рис. 3) видно, что это условие хотя и необходимое, но не достаточное: хотя скорость CB была более чем достаточна для возбуждения неустойчивости Кельвина-Гельм-



Рис. 1. Серия магнитных бурь в октябре 2003 г., характеризуемая индексами Dst (верхняя панель) и AE (средняя панель), вызванная изменением ориентации Bz компоненты ММП (нижняя панель)



Рис. 2. Иллюстрация метода дистанционного обнаружения локализованных высыпаний электронов, вызванных э/м импульсом от молниевого разряда, с помощью просвечивания волновода земля-ионосфера СДВ волнами: (а) просачивание э/м изучения в магнитосферу, (b) взаимодействие свистов с захваченными магнитосферными электронами, (c) обнаружение локальной модификации D-слоя по СДВ радиотрассе

гольца, возбуждение Pc5 волн явно стимулируется внешним триггером. Серия сильных магнитных бурь 29–31.10.2003 г. с максимальным возмущением  $|Dst| \sim 400$  nT была вызвана мощным выбросом корональных масс Солнца. Во время подхода переднего фронта магнитного облака скорость CB скачком выросла  $\sim 1200$  км/с и оставалась очень высокой в течение долгого времени. На восстановительной фазе магнитной бури 31.10.2003 г. наблюдались глобальные Pc5 волны с аномальной большой амплитудой (более чем на порядок по сравнению с типичными Pc5 пульсациями) на обоих флангах магнитосферы. Хотя скорость CB ( $\sim 1000$  км/с), которая считается основным параметром определяющим эффективность возбуждения Pc5 пульсаций, была все время намного выше типичной скорости CB ( $\sim 400$  км/с), возбуждение Pc5 волн наблюдалось только после резких иррегулярных всплесков плотности CB (рис. 3).

Белаховский и Пилипенко [2011] предположили, что возможность триггерного возбуждения глобальных Pc5 колебаний связана с качественным различием в режимах обтекания магнитосферы при умеренных и высоких скоростях CB. При умеренных V неустойчивые колебания типа поверхностной волны локализованы на границе между магнитосферой и магнитослоем, и экспоненциально спадают вглубь магнитосферы. Эти колебания не успевают дорасти до заметных амплитуд, так как они быстро сносятся потоком CB в хвост магнитосферы. При высоких же V граница магнитосферы становится сверх-отражающей, то есть магнитосферные МГД моды усиливаются при отражении от этой движущейся границы [Mann et al., 1999]. При этом нарастающие возмущения не локализованы вблизи границы, а представляют собой колебания всего МГД магнитосферного волновода, образующегося между магнитопаузой и плазмосферой.

Действительно ли в данном событии происходит триггерное высвобождение энергии магнитосферной системы, находящейся вблизи порога неустойчивости, или магнитные пульсации являются просто вынужденным откликом системы на внешнее возмущение? Для ответа на этот вопрос сравним хорошо известный вынужденный магнитный отклик магнитосферы на приход межпланетной ударной волны (SC) с рассматриваемым событием:

– среднеширотный магнитный отклик  $\Delta H$  на скачок динамического давления CB *P* во время SC, в среднем, подчиняется соотношению  $\Delta H / \sqrt{P \cong 20}$  [Shinbori et al., 2009];

– для глобальных Pc5 пульсаций с амплитудой ~ 400 nT, стимулированных вариациями давления ~ 4 Pa, это отношение на порядок больше, а именно  $\Delta H / \sqrt{P \approx 200}$ .

Таким образом, в данном магнитосферном событии наблюдается не мягкое возбуждение неустойчивости, приводящей к раскачке волн, а жесткий режим возбуждения, для которого необходимо затравочное возмущение конечной амплитуды. Такое начальное возмущение создалось всплеском плотности СВ, вызвавшим на порядок более мощный периодический отклик магнитосферной системы. Триггером интенсивных магнитосферных колебаний могут быть и другие внешние воздействия, как показывает рассматриваемый ниже пример.



**Рис. 3.** Сопоставление вариаций плотности и скорости CB 31.10.2033 г., зарегистрированными на спутнике WIND, с магнитными вариациями на геостационарном спутнике GOES-10 станции ABK (Скандинавия).

Звездочкой помечена местная полночь, треугольником - полдень

#### Триггерное возбуждения Рс5 волн облаком энергичных электронов

Мощная магнитная буря 20-21.11.2003 г. (SYM-H индекс достигал значений -500 нTл) была вызвана увеличением скорости CB до ~ 700 км/с и плотности N до ~ 20 см<sup>-3</sup>, сопровождавшимся поворотом ММП к югу до  $B_z$  ~-40 нTл. Во время восстановительной фазы бури в утреннем секторе на магнитометрах в Скандинавии наблюдались очень интенсивные (до ~ 500 нTл) квази-монохроматические пульсации с T ~ 5 мин (рис. 4, нижняя панель). Эти интенсивные колебания вызывают периодическую модуляцию высыпающихся электронов, что проявляется в пульсациях риометрического поглощения (рис. 4, 4-ая панель).

Хотя во время рассматриваемого события скорость CB была достаточно велика и примерно постоянна  $V \sim 540$  км/с, плотность CB также оставалась постоянной  $N \sim 10$  см<sup>-3</sup>, Pc5 пульсации возбуждались только в определенный момент времени. Таким образом, возбуждение этих колебаний нельзя связать со скачками давления CB. В ранние утренние часы геостационарными спутниками LANL зарегистрирована в ~ 06 UT инжекция электронов с  $E \sim 50-75$  кэВ. Сопоставле-



Рис. 4. Возбуждение МГД колебаний облаком инжектированных энергичных электронов во время восстановительной фазы магнитной бури 21.11.2003 г.: (а) скорость и (b) плотность СВ по данным АСЕ; (с) потоки 50–75 кэВ электронов на спутнике LANL-1990; (d) вариации риометрического поглощения и (е) магнитного поля на станции Abisko (Скандинавия)

ние спутниковых и наземных данных показывает одновременное появление облака электронов и колебаний на утренней стороне. Хорошая корреляция начала волнового всплеска с моментом инжекции электронов позволила Белаховскому и Пилипенко [2010] высказать предположение, что триггером возбуждения магнитосферных пульсаций могут быть инжекции энергичных частиц из хвоста во внутреннюю магнитосферу.

## Триггерное возбуждение ИЦ волн

Э/м излучения герцового диапазона (Рс1 пульсации) генерируются при ионноциклотронной (ИЦ) неустойчивости энергичных протонов, инжектируемых в магнитосферу при магнитных бурях и суббурях. Предпочтительные условия для ИЦ неустойчивости создаются анизотропными потоками ионов с  $A = T \perp / T_{\parallel} - 1 > 0$  в тех областях магнитосферы, где тепловая скорость протонов много больше ло-
кальной альвеновской скорости, то есть при наличии достаточно плотной фоновой плазмы.

Неожиданно было обнаружено, что ИЦ волны могут возбуждаться и в магнитоспокойные периоды, причем это возбуждение стимулируется слабыми импульсами давления СВ [Engebretson et al., 2002]. Анализ синхронных наблюдений УНЧ волн на высокоапогейном спутнике Polar во внешней дневной магнитосфере и сети магнитных станций в Антарктике показал, что большинство (~7 5%) высокоширотных (L > 9) Pc 1–2 волн были вызваны импульсным поджатием магнитосферы (рис. 5). Эти наблюдения показывают, что магнитосферная плазма значительную часть времени, даже в магнитоспокойные периоды, находится вблизи порогового состояния, необходимого для возбуждения ИЦ неустойчивости. При этом даже сравнительно слабое сжатие магнитного поля  $\Delta B/B < 10\%$ оказывается триггером для длительной (~ 1–2 часов) генерации Pc1 излучений.

Однако количественная интерпретация этого эффекта сталкивается с трудностями. Действительно, из сохранения первого адиабатического варианта следует, что скачок магнитного поля  $\Delta B$  приводит к увеличению анизотропии  $\Delta A(A+1) = \Delta B/B$ . Расчеты Olson and Lee [1983] показали, что даже значительное увеличение анизотропии  $\Delta A \sim 0.5$  увеличивает инкремент до  $\gamma / \Omega_i \sim 10^{-2}$ . Для заметного нарастания волн при распространении вдоль силовой линии на расстояние  $\Delta Z$  с групповой скоростью  $V_g$  инкремент должен удовлетворять условию  $\gamma_{\Delta}Z / V_g >>1$ . Это условие может выполняться при скачке магнитного поля  $\Delta B/B$  не менее 30%. Скачки же, которые являются триггерами Pc1 излучений, явно меньше этой величины.

## Геофизические эффекты, "которых не может быть"

Многие геофизические явления, которые также могут быть отнесены к триггерным эффектам, так и не получили адекватного теоретического объяснения и количественной интерпретации. Формальные численные оценки показывают невозможность таких эффектов.

## Береговой эффект в полярных сияниях

Еще в ранних наблюдениях полярных сияний был замечен береговой эффект в структуре дискретных полярных сияний – вытягивание авроральных дуг вдоль береговой линии [Надубович, 1967]. Затем, этот эффект был подтвержден при анализе УФ снимков полярных сияний со спутника DE-1 [Frank and Sigwarth, 1999]. На рис. 6 дан пример авроральной дуги в эмиссии 630 нм по наблюдениям со спутника DE-1. Авроральная дуга, пересекающая Атлантику, раздваивается, "наткнувшись" на норвежское побережье, после чего обе дуги следуют за береговой линией.

Можно предположить, что взаимная индукция между ионосферными токами и токами, наведенными в земле, может ослаблять ионосферный ток и понижать локально пороговое условие для магнитосферно-ионосферной неустойчивости, приводящей к развитию авроральной дуги. Величина же токов, наведенных в земной коре, зависит от ее проводимости. Однако все количественные оценки дают крайне малую величину этого эффекта. Тем не менее, этот эффект, хотя и достаточно редкий, существует. Более того, анализ данных камер полного неба показал, что аналогичное искажение дуг полярных сияний наблюдается и над глобальными разломами на Сибирской платформе: разлом как бы "выталкивает" авроральную дугу [Popov et al., 1989].



Рис. 5. Динамические спектры (в частотном диапазоне 0–1000 мГц) ИЦ волн импульсами давления СВ 08.04.1996 г. по наблюдениям на магнитных станциях A81 и AGO P3 в Антарктике: 02–18 UT (верхние 2 панели), 13–15 UT (нижние 2 панели). Светлые линии показывают вариации динамического давления СВ Р на спутнике WIND, и магнитного поля на геостационарной орбите (спутник GOES-8)



Рис. 6. Авроральная дуга в эмиссии 630 нм по данным спутника DE-1 в 2045 UT, 20.10.81 г. (с разрешения L.A. Frank)

Стимуляция сейсмического процесса электромагнитными импульсами

Облучение земной коры мощными э/м импульсами МГД генератора вызвало заметную активизацию сейсмичности Гармского района в верхнем 5-км слое [Тарасов, 1997]. Рост числа землетрясений начинался через 5–6 суток после облучения, повышение суммарной сейсмической энергии было на 5 порядков больше энергии э/м импульса. Эти результаты подтвердились при изучении влияния пусков МГД генератора на сейсмичность Северного Тянь-Шаня – слабая сейсмичность активизировалась после облучения земной коры. Наличие триггерного воздействия э/м импульса подтверждается и тем, что магнитные бури также вызывают изменения сейсмичности [Закаржецкая и Соболев, 2004].

Сейсмо-ионосферные эффекты

В настоящее время накопилось громадное число публикаций, доказывающих возможность сейсмо-ионосферных явлений: аномалий ионосферной плазмы за несколько дней-недель до 3/т. Для поиска этих эффектов привлекаются как прямые наблюдения на низкоорбитальных спутниках, так и наземные методы радиозондирования ионосферы: ВЧ Доплер, ионозонд, СДВ радиопросвечивание, GPS приемники. Хотя наличие сейсмо-ионосферных эффектов и оспаривается в ряде работ, поток публикаций с новыми событиями не затихает. Гипотезы о возможном агенте литосферно-ионосферных связей крайне разнообразны: атмосферное электрическое поле, радиоактивные эманации (Rn), долгопериодные (от десятков мин. до нескольких часов) акустико-гравитационные волны, и др. Общим для этих гипотез то, что для реально наблюдавшихся возмущений приземных геофизических полей, теоретические оценки указывают крайне малую величину возможного ионосферного возмущения. Возможно, что наличие сейсмо-ионосферных эффектов также связано с триггерным воздействием: малые возмущения геофизических полей, вызванные процессами подготовки з/т, вызывают заметную перестройку атмосферы и ионосферы в те периоды, когда они находятся в метастабильном состоянии. Это может объяснить относительную редкость таких событий.

# Триггерные эффекты: что дальше?

Несмотря на очевидную важность триггерных явлений для геофизики, их серьезное изучение сталкивается с рядом трудностей, подходы к разрешению ко-

торых пока не просматриваются. Пока все выводы о наличии триггерного отклика делаются на основании совпадения во времени двух явлений. Однако при таких сопоставлениях всегда остается неопределенность, не являются ли такие совпадения случайными. Например, знаменитые землетрясения в декабре 2002 г. в Суматре и апреля 2012 г. в Японии совпали с магнитными бурями, что дало повод для массы спекуляций, ничем не подтвержденных, о влиянии Солнца на сейсмическую активность Земли. С другой стороны, стандартный подход по статистической проверке гипотез может давать ложный вывод. Поскольку триггерные явления проявляются только при определенных условиях, когда изучаемая система переходит в метастабильное состояние, то такие эффекты могут "утонуть" в общей статистике.

Также не имеется, насколько известно автору, методики анализа данных, позволяющей различать триггерное возбуждение и их самопроизвольное нарастание. В качестве наводящего соображения, указывающего на принципиальную возможность таких методов, укажем на отличие в развитии баллонной МГД неустойчивости плазмы при линейной неустойчивости и нелинейной "детонации" [Hurricane et al., 1999]. Такая МГД детонация возможна, когда система находится вблизи порога, определяемого линейной теорией устойчивости, а внешнее возмущение имеет амплитуду, достаточную для перевода системы в область нелинейного взрывного роста. В отличие от сравнительно медленного выхода линейно-неустойчивой системы на уровень насыщения  $\propto \exp(\gamma t)$  (за времена большие нескольких волновых периодов), при триггерной МГД неустойчивости нарастание возмущения идет сингулярным образом  $\propto (t - t_o)^{-\alpha}$  (где  $\alpha \sim 5,5$ ). Насколько универсальным является такое отличие – неизвестно.

#### Заключение

Магнитосфера, обтекаемая высокоскоростным потоком плазмы, представляет собой метастабильную систему: МГД волновод со сверх-отражающей границей. Спонтанное нарастание тепловых флуктуаций (мягкое возбуждение) до значительной амплитуды в такой системе не может реализоваться, поскольку медленно нарастающие возмущения сносятся в хвост магнитосферы. Для жесткого возбуждения магнитосферной МГД моды необходимо начальное возмущение конечной амплитуды, которое может создаваться скачками плотности СВ или облаком инжектированных энергичных электронов. Несмотря на повсеместность триггерных явлений, общих подходов к их описанию и выделению пока не разработано.

Работа проводилась при поддержке РФФИ (грант 13-05-12091).

#### Литература

Белаховский В.Б., Пилипенко В.А. Возбуждение магнитных и риометрических Рс5 пульсаций // Космические исследования. 2010. № 48. С. 328-344.

Белаховский В.Б., Пилипенко В.А. Возбуждение Рс5 пульсаций магнитного поля и потоков частиц на восстановительной фазе магнитной бури 31.10.2003 г. // Геомагнетизм и аэрономия, № 51, 2011. С. 608–629.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 63-75.

Надубович Ю.А. Береговой эффект в полярных сияниях. Наука, 1967.

*Тарасов Н.Т.* Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Докл. РАН. 1997. № 353. С. 542-545.

Engebretson M.J., Peterson W.K., Posch J.L. et al. Observations of two types of Pc 1–2 pulsations in the outer dayside magnetosphere // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N 1451.

Frank L.A., Sigwarth J.B. A search for coastline effects on the auroras // J. Atmospheric and Solar-Terr. Phys. 1999. V. 61. C. 879-901.

Hurricane O.A., Fong B.H., Cowley S.C. et al. Substorm detonation // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. C. 10221-10231.

Inan U., Carpenter D., Helliwell R., Katsufrakis J. Subionospheric VLF phase perturbations produced by lightning-whistler induced particle precipitation // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. C. 7457-7469.

Mann I.R., Wright A.N., Mills K., Nakariakov V.M. Excitation of magnetospheric waveguide modes by magnetosheath flows // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 333.

Olson J.N., Lee L.C. Pc1 wave generation by sudden impulses // Planet. Space Sci. 1983. V. 31. P. 295-302.

Popov L.N., Krakovezkiy Yu.K., Gokhberg M.B., Pilipenko V.A. Terrogenic effects in the ionosphere: a review // Phys. Earth and Planet. Inter. 1989. V. 57. P. 115-128.

Shinbori A., Tsuji Y., Kikuchi T. et al. Magnetic latitude and local time dependence of the amplitude of geomagnetic sudden commencement // J. Geophys. Res. 2009. V. 114, A04217.

# РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ, НАВЕДЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ГЕОСФЕРАХ

# Л.Е. Собисевич<sup>1</sup>, А.Л. Собисевич<sup>1</sup>, К.Х. Канониди<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва <sup>2</sup> Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва

Приведены результаты инструментальных наблюдений геомагнитных вариаций магнитного поля Земли, которые получены с использованием приборной базы Северокавказской геофизической обсерватории. Анализируются аномальные магнитные возмущения, выделенные в вариациях магнитного поля Земли на всех этапах развития сейсмического процесса. Экспериментальные данные позволяют составить общее представление о геомагнитной активности и некоторым характерным особенностям наведенных аномальных геомагнитных возмущений, которые могут быть сопоставлены с развитием связанных геодинамических и геоэлектрических процессов в геологической среде очаговой зоны.

В статье не идет речь о прогнозе землетрясений, так как, даже если выделить в геомагнитном поле Земли аномальные волновые структуры, предшествующие началу сильного сейсмического события, остаются пока неопределенными его географические координаты [Собисевич и др., 2008-2012]. Опыт нашего десятилетнего геофизического мониторинга сейсмической и вулканической активности в районе Эльбрусской вулканической области, противоречивые данные о наблюдаемых «предвестниках» геофизических катастроф и последние достижения в области геофизики и геохимии позволяют ставить вопрос об уточнении условий развития ряда аномальных геофизических процессов в геосферах Земли. Это замечание относится к сложным локальным разломноблоковым геологическим структурам литосферы, ответственным за подготовку сейсмических катастроф и сопутствующих наведенных аномальных волновых процессов [Гульельми, Зотов и др., 1985; Николаев, 1999; Алексеев, Глинский и др., 2008].

Систему литосфера-атмосфера-ионосфера-магнитосфера можно рассматривать как глобальное образование, обладающее, в том числе, и резонансными особенностями [Гульельми, Зотов и др., 1985; Гохберг, Гуфельд и др., 1985; Гохберг, Моргунов и др., 1988; Зотов, 2007; Гульельми, Зотов, 2010; 2012; 2013]. Отдельные элементы этой системы способны возбуждаться грозовой деятельностью, выбросами энергии и массы как естественного, так и искусственного происхождений при землетрясениях, извержениях вулканов, а также во время работы различного рода мощных технических устройств и машин. Одно из проявлений антропогенного воздействия на литосферу состоит в слабой, но строго периодической модуляции глобальной сейсмичности, синхронизированной по часам мирового времени и по дням недели [Гульельми, Зотов, 2012].

В настоящее время получены новые знания, которые дают возможность более глубоко проанализировать ряд аномальных процессов, наблюдаемых в реальной геологической среде [Глинский, Ивакин и др., 1996; Глинский, Ковалевский и др., 2001; Алексеев, Глинский и др., 2008; Николаевский, 1982; 2010; Гуфельд, 2013]. Именно с такими, пока не познанными до конца процессами, ряд исследователей связывают генерацию аномальных магнитных возмущений, предваряющих разномасштабные сейсмические события на суше и в океане [Гохберг, Моргунов и др., 1988; Собисевич, Канониди и др., 2008; 2009; Собисевич, 2010; 2012]. Аномальные геомагнитные возмущения, наведенные в геосферах на этапах подготовки и развития землетрясений, рассматриваются ниже на основе данных регулярных инструментальных наблюдений, которые проводятся с 2004 года на базе созданной нами Северокавказской геофизической обсерватории [Собисевич, Гриднев и др., 2008].

В настоящее время Обсерватория включает четыре полномасштабных геофизические лаборатории в районе вулкана Эльбрус, а на территории европейской части России и в Украине созданы отделения, предназначенные для наблюдения за магнитными возмущениями, наводимыми в геосферах сейсмическими событиями. В качестве первого примера обратимся к катастрофическому (магнитуда этого события по разным оценкам составила 9,1–9,3) Суматра-Андаманскому землетрясению, которое произошло на западном побережье северной Суматры 26 декабря 2004 г. Расшифрованные магнитограммы, отражающие все этапы развития Суматра-Андаманского землетрясения, приведены на рис. 1. Волновые формы, отражающие структуру аномальных геомагнитных возмущений, проявились отчетливо в районе полуночи с 24 на 25 декабря 2004 г. (рис. 1, вставка 1). Время здесь и далее по тексту мировое. Характеризуя процесс зарождения и развития аномальных возмущений в вариациях магнитного поля Земли в этот период, отметим, что амплитуда «квазигармонического» сигнала колебалась в пределах 0,5–1,2 нТл (рис. 1, вставка 2). Волновые формы, полученные после фильтрации зафиксированного возмущения в диапазоне периодов 18–300 с, (рис. 1, вставки 2 и 3) позволяют проследить за изменением периода геомагнитного возмущения, который трансформируется по мере приближения сейсмического удара. Анализ УНЧ магнитных возмущений, полученных на Северокавказской геофизической обсерватории в период подготовки и развития цунамигенных землетрясений в других регионах Земли (более 30 наблюдений) показывает, что аномальные магнитные сигналы имеют характерные частотные отличия, которые отражаются в структуре волновых форм [Собисевич, Канониди и др., 2012].

Полученные нами данные натурных наблюдений, позволяют утверждать, что тонкая структура аномальных геомагнитных возмущений определяется, в первую очередь, геологическими особенностями среды в районе подготовки сейсмического события. Кроме того, установлено, что аномальные геомагнитные возмущения, абсолютная величина которых в районе расположения геофизических информационно-измерительных систем (Эльбрусский вулканический центр, Карпогоры и другие пункты наблюдений) колеблется в пределах 0,2–4,0 нТл, зарождаются в пределах будущей эпицентральной зоны. Что касается окончательного формирования аномальных магнитных возмущений УНЧ диапазона, то происходит это уже в системе литосфера-атмосфера-ионосфера-магнитосфера [Собисевич, 2012].

Рассмотрим еще одно из зарегистрированных в этом районе цунамигенных событий значительно меньшей магнитуды (M = 6,7), которое произошло в районе Суматры 16 августа 2009 года спустя пять лет после Суматра-Андаманского землетрясения 2004 года (рис. 2). Сопоставительный анализ приведенных записей УНЧ магнитных возмущений позволяет отметить важную роль резонансных взаимодействий локальных геологических образований дилатансного типа, которые имеют место при изменении тектонической обстановки в зоне подготовки сейсмического события [Николаевский, 1982; Бабешко, Собисевич и др., 1994; Логинов, и др., 1996; Собисевич и др., 2001; Собисевич, 2012]. Особенно ярко эти процессы проявились в период развития землетрясения в районе островов Тонга (рис. 3).

Перейдем теперь к анализу данных наблюдений магнитных возмущений, наведенных коровыми землетрясениями, которые произошли в Турции и на Кавказе в непосредственной «близости» от основных лабораторий Северокавказской геофизической обсерватории. Землетрясение в Турции произошло 08 марта 2010 г. (отметка времени 08 02:32:34 UTC, географические координаты эпицентра N 38.873°, Е 39.981°, магнитуда 6,1, глубина 12 км).

Подготовка тектонического землетрясения – сложный геодинамический процесс. Существует несколько моделей, которые предложены для объяснения ряда наблюдаемых явлений, связанных с появлением предвестников и других возмущений, предваряющих разномасштабные сейсмические события [Добровольский, Зубков и др., 1980; Соболев, 1992; Сидорин, 1992; Гульельми, 2007; Соболев, Пономарев, 2008; Собисевич, 2012]. На рис. 4 приведены записи вариаций магнитного поля Земли (*D*, *H*, *Z*) и наклонов земной поверхности (*EW*) на этапе под-готовки и развития анализируемого сейсмического процесса. Появление характерных аномальных магнитных структур отчетливо прослеживается за 2 часа 32 минуты до

26.12.2004





Вставки 2 и 4 отражают характерные волновые формы аномальных УНЧ квазигармонических магнитных возмущений, которые наблюдались на этапах подготовки и развития землетрясения. Вставки 3 и 5 отражают волновые формы аномального УНЧ магнитного возмущения, проявившиеся за час до землетрясения. Здесь приняты обозначения:  $EW_{\rm BAK}$  – показания наклономера (восток-запад),  $H_{\rm BAK}$ ,  $D_{\rm BAK}$ ,  $Z_{\rm BAK}$  – вариации магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне 18–300 с

05.06.2009



**Рис. 2.** Магнитограммы цунамигенного землетрясения, которое произошло в районе Суматры 16 августа 2009г.

На вставках 2 и 3 приведена их тонкая структура, геомагнитные возмущения после фильтрации. На вставках 4 и 5 показаны развернутые волновые формы зафиксированных геомагнитных возмущений - «предвестников».  $EW_{BAK}$  – показания наклономера;  $H_{BAK}$ ,  $D_{BAK}$ ,  $Z_{BAK}$  – вариации магнитного поля Земли;  $H_{fBAK}$ ,  $D_{fBAK}$ ,  $Z_{fBAK}$  – вариации магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне 20–300 с.

19.03.2009



Рис. 3. Цунамигенное землетрясение, которое произошло 19.03.2009 в районе островов Тонга (время в очаге: 18:17:38.8, магнитуда - 7.6, глубина - 33 км, широта - 23,2. долгота - 174,6). Данные лаборатории № 1 Северокавказской геофизической обсерватории. Вставка 1 – регистограммы магнитовариационной стации ( $H_{BAK}$ ,  $D_{BAK}$ ,  $Z_{BAK}$ ) и показания наклономеров запад-восток ( $EW_{BAK}$ ). Вставки 2, 4 – волновые формы аномального ультранизкочастотного магнитного возмущения, проявившиеся за час до землетрясения. Вставки 3 и 5 – характерные волновые формы аномальных УНЧ квазигармонических магнитных возмущений, которые наблюдались на этапах подготовки и развития землетрясения. Обозначения:  $H_{BAK}$ ,  $D_{BAK}$ ,  $Z_{BAK}$  – вариации магнитного поля Земли;  $EW_{BAK}$  – показания наклономера (восток-запад);  $H_{\beta AK}$ ,  $D_{\beta BAK}$ ,  $Z_{\beta AK}$  – вариации магнитного поля 3емли, профильтрованные в диапазоне периодов 20–300 с.



Рис. 4. Профильтрованные в диапазоне периодов 20–300 с записи магнитных возмущений (*H*<sub>fKUB</sub>, *H*<sub>fKAR</sub>) и наклонов земной поверхности (*EW*<sub>KUB</sub>), полученные в лаборатории № 4 (*H*<sub>fKUB</sub>, *EW*<sub>KUB</sub>) и в лаборатории «Карпогоры» (*H*<sub>fKAR</sub>). Экспериментальные результаты отражают структуру аномальных магнитных возмущений, записанных в различных регионах (на Северном Кавказе и в Архангельской области) непосредственно перед сейсмическим событием.

главного удара. Анализ данных натурных наблюдений показывает, что изменение напряженно-деформированного состояния разломно-блоковых структур в эпицентральной зоне будущего события вызвало трансформацию наэлектризованных дилатансных структур [Николаевский, 2010]. Трудно найти другие причины, которые могли бы объяснить генерацию длиннопериодных магнитных возмущений УНЧ диапазона. Генерирование магнитных возмущений продолжалась и после основного сейсмического удара, что обусловлено в рассматриваемом случае развивающейся афтершоковой активностью. На развернутых записях вариаций магнитного поля Земли (D, H, Z) и наклонов земной поверхности (E) отражены все этапы развития исследуемого сейсмического процесса. В этом можно удостовериться, обратившись к экспериментальным данным рис. 4. Здесь приведены данные, позволяющие сопоставить выделенные магнитные возмущения (D, H, Z), полученные в лаборатории № 4 и в лаборатории «Карпогоры» (авроральная область).

Известный интерес представляют и данные экспериментальных наблюдений, отражающие условия генерации аномальных магнитных возмущений в период афтершоковой активности после состоявшегося сейсмического события. Эти результаты приведены на рис. 5. Отметим характерную особенность, наблюдаемую в структуре полученных волновых форм. Магнитные возмущений, зафиксированные на Северном Кавказе и в Архангельской области (субавроральная зона) практически идентичны. Отличаются они только по амплитуде. Приведенный экспериментальный материал свидетельствует в пользу того, что и после главного удара структура аномальных магнитных возмущений не претерпевает существенных изменений. Амплитуда их постепенно убывает по мере угасания энергии афтершоков, а период растет. Этот факт свидетельствует в пользу допущения о



Рис. 5. Развернутая структура аномальных магнитных возмущений, предваряющих афтершоки турецкого землетрясения. Сигналы профильтрованы в диапазоне периодов 20–300 с (лаборатория № 2 и лаборатория «Карпогоры»)

том, что местом генерации аномальных магнитных возмущений УНЧ диапазона является эпицентральная зона и прилегающие к ней объемы возмущенной в результате подвижек геологической среды.

Примечательным следует считать и экспериментальный результат, который показывает, что как на Северном Кавказе, так и в авроральной области длительности зафиксированных квазигармонических наведенных магнитных сигналов укладываются во временной интервал от 3-х до 5 минут, а сами сигналы отличаются характерными, присущими только этому классу аномальных волновых возмущений, волновыми формами. В этой связи можно полагать, что их выделение на фоне известных ионосферных «жемчужин» всегда возможно. На рис. 6 приведены сводные данные по волновым формам аномальных магнитных возмущений, выделенных как на этапе подготовки, так и в период развития Турецкого землетрясения. Их анализ позволяет составить образное представление о некоторых геофизических процессах, ответственных за развитие эпицентральной зоны.

А теперь обратимся к землетрясению, которое произошло в районе Западного Кавказа 19 января 2011 г. Магнитуда этого сейсмического события составила величину 5,3. Землетрясение по своим основным показателям сопоставимо с рассмотренным выше Турецким землетрясением. На рис. 7 приведены записи вариаций магнитного поля Земли (H, D, Z) и наклонов земной поверхности (EW) информационно-измерительными комплексами Северокавказской геофизической обсерватории в период подготовки и развития этого землетрясения (лаборатория № 4, верховья р. Кубань, Эльбрусский вулканический центр). Полученные экспериментальные материалы позволяют выделить, начиная с 8 часов, по крайней мере, две зоны на магнитограммах, в которых отчетливо проявились аномальные магнитные возмущения, предшествующие первому удару (на рис. 7 они выделены серым фоном). Приведенные на рис. 7 сводные экспериментальные результаты охватывают практически весь сейсмический процесс. Можно видеть, что структура аномальных магнитных возмущений претерпевает изменения на всех этапах подготовки и развития кавказского землетрясения. Так, по мере приближения сейсмического удара частота магнитного возмущения изменяется одновременно с уменьшением амплитуды сигнала (рис. 8).





**Рис. 6.** Сводные экспериментальные результаты, дающие общее представление о структуре аномальных магнитных возмущений и характере их изменения в период подготовки и развития турецкого землетрясения.

Время в очаге 09:17:53.7. Координаты: N42.02°, E42.67°. Глубина – 25 км. Обозначения: *EW*<sub>BAK</sub> – показания наклономера (восток-запад). *H*<sub>KUB</sub>, *D*<sub>KUB</sub>, *Z*<sub>KUB</sub> – вариации магнитного поля Земли, *H*<sub>fKUB</sub>, *Z*<sub>fKUB</sub> – вариации магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне 20–300 с.

19.01.2011





*EW*<sub>ВАК</sub> – показания наклономера (восток-запад). *H*<sub>KUB</sub>, *D*<sub>KUB</sub>, *Z*<sub>KUB</sub> – вариации магнитного поля Земли, *H*<sub>*f*KUB</sub>, *D*<sub>*f*KUB</sub>, *Z*<sub>*f*KUB</sub> – вариации магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне 20–300с.



**Рис. 8.** Афтершоки кавказского землетрясения 19.01.2011 и предваряющие их магнитные возмущения.

1 – 2011-01-19 09:24:35.8, широта – 41.98°, долгота – 42.8°, глубина – 10 км, *mb* – 4; 2 – 2011-01-19 09:34:55.8, широта – 41.77, долгота – 42.64°, глубина – 10 км, *mb* 3,8; 3 – 2011-01-19 09:51:12.0, широта – 41.99°, долгота – 42.69°, глубина – 10 км, *mb* 4,4;

4 – 2011-01-19 10:02:54.4, широта – 41.95°, долгота – 42.69°, глубина – 10 км, *mb* 4,2

Итак, изучение аномальных магнитных возмущений имеет как фундаментальное, так и прикладное значение. Эти данные позволяют расширить наши знания в части изучения сложных механизмов подготовки и развития сильных землетрясений [Собисевич, Канониди и др., 2008; 2009; 2010]. В ряде случаев аномальные магнитные сигналы могут быть использованы при построении прогностических алгоритмов в интересах построения специальных информационноизмерительных систем предупреждения о надвигающихся катастрофических землетрясениях. Геодинамические процессы и связанные с ними спонтанные события внутри эпицентральной зоны пока не поддаются рассмотрению, но в структуре формирующейся эпицентральной зоны можно прогнозировать наличие областей, являющихся источниками наблюдаемых экспериментально аномальных магнитных возмущений.

Теоретический расчет сейсмических и электромагнитных полей, обусловленных движениями распределенных в пространстве разломно-блоковых структур дилатансного типа, составляющих в целом единую колебательную систему в объёме эпицентральной зоны, задача трудная. Даже когда такой расчет и возможен, его результат вряд ли будет стоить затраченных усилий. Отсутствие данных по изменениям распределения амплитуды на поверхности отдельного излучающего элемента, свойств отдельностей геологической среды и многие другие детали – все это приводит к большим ошибкам. Однако в процессе проведения теоретических исследований иногда можно обойтись приближенными расчетами на основе нескольких известных важнейших характеристик источников. В этом случае такие решения часто оказываются очень простыми и практически столь же достаточными, как и математически строгие решения. Продолжая изучение аномальных УНЧ магнитных возмущений, которые в течение 10 лет регистрируют современные геофизические информационноизмерительные комплексы Северокавказской геофизической обсерватории, авторы помнят, что рождаясь в очаге, эти импульсные магнитные поля УНЧ диапазона окончательно формируются в структуре «литосфера-атмосфера-ионосферамагнитосфера». В следующих публикациях мы постараемся более глубоко проанализировать основные геофизические процессы, которые ответственны за возникновение и формирование структуры выделенных аномальных магнитных возмущений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской академии наук (программа фундаментальных исследований № 4 Президиума РАН).

### Литература

Алексеев А.С., Глинский Б.М., Имомназаров Х.Х, Ковалевский В.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Хайретдинов С.М., Цибульчик Г.М. Мониторинг геометрии и физических свойств «поверхностной» и «очаговой» дилатансных зон методом вибросейсмического просвечивания сейсмоопасных участков земной коры // Коллективная монография «Изменения природной среды и климата. Природные катастрофы. Часть 1» / Под ред. академика Н.П. Лаверова. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 179–222.

Бахмутов В.Г., Седова Ф.И., Мозговая Т.А. Морфологические признаки в структуре геомагнитных вариаций в период подготовки сильнейшего землетрясения 25 марта 1998 г. в Антарктиде // Украинский антарктический журнал. 2003. № 1. С. 54–60.

Глинский Б.М., Ивакин А.Н., Ковалевский В.В., Левшенко В.Т., Руденко О.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е. Изучение сейсмомагнитных эффектов, возникающих при вибровоздействии на среду // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики: сборник научных трудов. Вып. 2. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 226–235.

Гохберг М.Б., Пилипенко В.А., Похотелов О.А. Наблюдение со спутника электромагнитного излучения над эпицентральной областью готовящегося землетрясения // Докл. АН СССР. 1982. Т. 268, № 1.

Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 2008. 295 с.

*Гульельми А.В., Зотов О.Д.* О магнитных возмущениях перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2012. № 2. С. 84-87.

*Гульельми А.В.* Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. 2007. Т. 177. № 12. С. 1250–1276.

*Гульельми А.В., Зотов О.Д.* Явление синхронизма в динамической системе магнитосфератехносфера-литосфера // Физика Земли. 2012. № 5. С. 23-33.

Зотов О.Д. Эффект выходных дней в сейсмической активности // Физика Земли. 2007. № 12. С. 27-34.

Зотов О.Д., Гульельми А.В. Проблемы синхронизма электромагнитных и сейсмических событий в динамической системе «Магнитосфера - Техносфера – Литосфера» // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 16. С. 19-25.

Канониди К.Х., Лидванский А.С., Собисевич Л.Е., Хаердинов Н.С. Пульсации геомагнитного поля, связанные с вариациями интенсивности космических лучей во время гроз // Изв. РАН. Сер. Физ. 2011. Т. 75. № 6. С. 902–905.

*Липеровский В.А., Похотелов О.А., Шалимов С.М.* Ионосферные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 304 с.

Моргунов В.А., Матвеев И.В., Степанов А.В. Электричество атмосферы в зоне тектонического разлома // Магнитосферные исследования. М.: Наука, 1990. № 15. С. 65–68.

Николаев А.В. О возможности искусственной разрядки тектонических напряжений с помощью сейсмических и электрических воздействий // Двойные технологии. 1999. № 2. С. 6-10. Николаевский В.Н. Очаг землетрясения – события и предвестники удара // Экстремальные природные процессы и катастрофы. Том 2: собрание трудов. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 316-322.

*Николаевский В.Н.* Разрушение и дилатансия: собрание трудов. Геомеханика. Том 1. Нефть и газ. 2010. 640 с.

Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 168 с.

Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. М.: ИФЗ РАН, 2012. 510 с.

Собисевич А.Л., Гриднев Д.Г., Собисевич Л.Е., Канониди К.Х. Аппаратурный комплекс Северокавказской геофизической обсерватории // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44. С. 12–25.

Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, отражающих процессы подготовки и развития цунамигенных землетрясений // ДАН (Геофизика). 2010. Т. 435. № 4. С. 548–553.

Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Ультранизкочастотные электромагнитные возмущения, возникающие перед сильными сейсмическими событиями // ДАН (Геофизика). 2009. Т. 429. № 5. С. 688–672.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди К.Х. Аномальные геомагнитные возмущения, наведенные катастрофическими цунамигенными землетрясениями в районе Индонезии // Геофизический журнал. 2012. № 5. Т. 34. С. 22–37.

Соболев Г.А., Пономарёв А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2008. 270 с.

Научное издание

# ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Материалы второго Всероссийского семинара-совещания г. Москва, 18-21 июня 2013 г.

Под редакцией академика РАН В.В. Адушкина и профессора Г.Г. Кочаряна

Макет А.Н. Кураленко-Балакирев

ООО "Издательство ГЕОС" 129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91. E-mail: geos-books@yandex.ru, geos@ginras.ru www.geos-books.ru

Подписано к печати 10.12.2013. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м<sup>2</sup> Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 29,0. Тираж 250 экз.