Федеральное агентство научных организаций

Российский фонд фундаментальных исследований

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР РАН

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Материалы IV Всероссийской конференции
с международным участием
(г. Москва, 6–9 июня 2017 г.)

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

Москва
ГЕОС
2017

УДК 523.6; 532.5; 533; 539.3; 550.3; 550.5; 551.2; 551.5; 553.21; 622.0
ББК 26.323

Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 6–9 июня 2017 г.): материалы IV Всероссийской конференции с международным участием / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М. : ГЕОС. 2017. 496 с.

ISBN 978-5-89118-759-7

Институтом динамики геосфер РАН была организована Четвертая Всероссийская конференция с международным участием «Триггерные эффекты в геосистемах», которая состоялась 6–9 июня 2017 г. в г. Москве при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

В конференции приняли участие свыше 160 ученых и специалистов из более чем 50 организаций, включая 29 институтов Российской академии наук (ИДГ РАН, ИВТАН, ИФЗ РАН, ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ИПКОН, ИЗК СО РАН, ЛФТИ РАН, и др.), 8 ВУЗов (МГУ, МФТИ, НИТУ МИСИС и др.) и других российских и зарубежных организаций. Зарубежные участники были представлены специалистами из Казахстана, КНР, Туркменистана, Украины.

Следует подчеркнуть высокий интерес, который вызвала рассматриваемая тематика у научной общественности, что отразилось в ходе дискуссии, состоявшейся после завершения докладов. По общему мнению, изучение триггерных эффектов является одним из наиболее актуальных направлений в спектре исследований в науках о Земле.

Издание осуществляется при поддержке
Федерального агентства научных организаций России
Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 17-05-20192)



Издание РФФИ не подлежит продаже

Иллюстрации на обложке к.ф.-м.н. *Д.В. Павлова*

© ИДГ РАН, 2017
© ГЕОС, 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 7

I. ГЕОМЕХАНИКА И ФЛЮИДОДИНАМИКА ИНИЦИИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ 9

Взаимодействие участков разломов с различными режимами скольжения (*Г.Г. Кочарян*) 10

Признаки метастабильности коры при подготовке к катастрофическому землетрясению – особенности поля тектонических напряжений (*Ю.Л. Ребецкий*) 19

Нелинейные эффекты влияния роста порового давления на сейсмичность (*С.Б. Турунтаев, В.Ю. Рига*) 29

Универсальный предвестник катастроф – интерпретация и некоторые следствия (*В.Н. Сергеев*) 40

Анализ свойств геофизической среды, определяющих условия зарождения и развития природных катастроф (*А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич, К.Х. Кануниди*) 44

Землетрясения с точки зрения теории катастроф (*С.А. Арсеньев*) 52

Эффекты когерентного поведения фонового сейсмического шума в связи с сильными землетрясениями (на примере Камчатского региона) (*В.А. Касимова, Г.Н. Копылова, А.А. Любушин*) 60

Эволюция геофизических полей в районе измерительной скважины Г-1 при подготовке и реализации близкого сейсмического события: численное моделирование (*И.А. Пантелеев, Е.В. Полтавцева, В.А. Гаврилов*) 68

Бердянское (Осипенковское), 2006 г., и Мариупольское, 2016 г., землетрясения в зоне северо-азовского разлома: макросейсмическое поле, механизм очага, миграция (*И.П. Габсатарова, А.А. Никонов, Л.Д. Флейфель*) 76

Проявление предшествующей сейсмоактивности и затиший при землетрясениях в Байкальской рифтовой зоне (*Е.И. Пономарёва*) 84

Тектоническая интерпретация сейсмических процессов Тувы по фоновой сейсмичности и по афтершоковым процессам крупнейших землетрясений (*А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, Е.В. Лескова*) 89

Диагностика вариаций поля напряженно-деформированного состояния приповерхностных участков земной коры по данным GPS наблюдений (*Ж.Ш. Жантаев, А.В. Виляев*) 98

Сопоставление GPS-данных с результатами реконструкции напряженного состояния коры Высокой Азии по данным о механизмах очагов землетрясений (*Р.С. Алексеев*) 106

123 года после открытия Омори (*А.В. Гульельми, А.Д. Завьялов, О.Д. Зотов, И.П. Лавров*) 114
Пространственно-временные особенности эволюции потока афтершоков (*О.Д. Зотов, А.Д. Завьялов, А.В. Гульельми, И.П. Лавров*) 121
Особенности флюидодинамики массива горных пород при сильных землетрясениях (по данным уровнемерных наблюдений в скважинах Камчатки) (*Г.Н. Копылова, С.В. Болдина, В.А. Касимова*) 127
Влияние сейсмичности на подземные воды (по данным наблюдений на скважинах и источниках Камчатки) (*Г.Н. Копылова*) 137
Исследование изменения порового давления в лабораторном эксперименте по гидроразрыву пласта (*М.А. Тримонова, Е.В. Зенченко, Н.А. Барышников, П.Е. Зенченко, С.Б. Турунтаев*) 145
Флюидодинамика массива горных пород в иерархических аномально плотностных, напряженных, пластических включениях (*О.А. Хачай, А.Ю. Хачай*) 154
Лабораторное исследование термостимулированных разрушений горных пород (*П.А. Казначеев, З.-Ю.Я. Майбук, А.В. Пономарев, В.Б. Смирнов, Н.Б. Бондаренко*) 163
Влияние электрических импульсов на сейсмический цикл (*В.А. Новиков, В.И. Окунев, В.Н. Ключкин*) 171
О флуктуациях напряжений в геоматериалах в процессе длительных слабых динамических воздействий (*В.П. Косых, П.В. Косых*) 176
Численное моделирование динамической разгрузки самонапряженных образцов геоматериалов (*С.В. Лавриков, О.А. Микенина, А.Ф. Ревуженко*) 182
Математическое моделирование динамического распространения разрывов в повреждаемых упруговязкопластических средах (*А.Б. Киселев, П.П. Захаров*) 191
Нелинейные фрикционные колебания блока на движущемся разломе (*А.Ю. Губарь*) 199

II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ТРИГГЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ В ГЕОСИСТЕМАХ 207
Памирско-гималайский и восточно-европейский геодинамические узлы как области взаимодействия сегментов внутриконтинентальной литосферы (*М.Г. Леонов, Р.Г. Гарецкий*) 208
Всплески проницаемости литосферы – сейсмические, экспериментальные и геологические свидетельства – интерпретация (*М.В. Родкин, А.В. Жариков, Е.Б. Лебедев*) 219
О геолого-геофизических условиях формирования крупномасштабных землетрясений в Монголо-Байкальском регионе Центральной Азии (*В.В. Ружич, А.А. Остапчук*) 227
Структура геодинамических (разломных) зон, скорость деформации и их связь с сейсмичностью (*Е.Г. Бугаев, С.Б. Кишкина*) 235
Анализ геолого-структурных условий района Мариупольского землетрясения (*И.А. Санина, Г.Н. Иванченко, Э.М. Горбунова*) 243
Геодинамические условия региона расположения Ростовской АЭС (*Г.Н. Иванченко, С.Б. Кишкина, Д.Н. Локтев*) 251

Минералогические и механические свойства пород зоны интенсивных деформаций приморского разлома Байкальской рифтовой зоны (*А.А. Остапчук, Э.М. Горбунова, В.В. Ружич, А.В. Григорьева, В.В. Ефремов*) 260
Проявление нелинейности деформационных характеристик регионального разлома (*Д.В. Павлов, В.И. Куликов, В.К. Марков, А.А. Остапчук, В.В. Седоченко*) 266
Влияние напорных, насыщенных газами флюидов на напряженно-деформированное состояние среды образования орогенных месторождений золота (*Т.М. Злобина, В.А. Петров, В.Ю. Прокофьев, А.А. Котов, К.Ю. Мурашов*) 274
Триггерные эффекты в эндогенных рудообразующих системах на примере месторождений золота (*Ю.Г. Сафонов*) 285

III. ИНИЦИИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ГОРНЫМИ РАБОТАМИ 295
Пространственное, энергетическое и временное распределение геодинамических явлений при технологических взрывах по формированию элементов геотехнологии (*А.А. Еременко, В.Н. Филиппов, А.И. Конурин*) 296
О взаимосвязи энергонасыщенности геологической среды и сейсмичности в горнотехнических системах (на примере Хибинских апатитовых рудников) (*А.А. Козырев, В.И. Панин, О.Г. Журавлева, И.Э. Семенова*) 303
Природа массового разрывообразования при сейсмической активизации в Кузбассе (*А.Н. Овсюченко, Н.В. Андреева, Е.А. Рогожин, А.С. Ларьков*) 310
Влияние активных разломов на напряженное состояние неоднородных массивов скальных пород (*Ю.В. Федотова, Э.В. Каспарьян, Н.Н. Кузнецов*) 318
Учёт иерархичной гетерогенности горного массива для обоснования шахтной сейсмичности (*О.А. Хачай*) 326
Техногенная сейсмичность при разработке Ловозерского редкометального месторождения (*А.В. Ловчиков*) 334
Оценка устойчивости породного массива (*В.А. Трофимов, Т.Г. Макеева, Ю.А. Филиппов*) 340

IV. ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ 351
Нематериальное экзогенное инициирование деформационных процессов и сейсмичности (*А.В. Николаев*) 352
О влиянии солнечной активности на сейсмичность Земли (*Н.Т. Тарасов*) 356
Влияние теплового поля на формирование сейсмического режима северного Тянь-Шаня (*Ж.Ш. Жантаев, А.В. Виляев*) 365
О периодичностях в сейсмическом режиме и их связи с космогенными факторами (*Е.А. Левина*) 373
Экзогенные процессы и сейсмичность *(В.Н. Боков, С.В. Лебедев*) 379
О сейсмоэлектрических колебаниях (*А.Н. Камшилин*) 387
О природе сейсмоэлектрических сигналов и возможности их использования для изучения процесса подготовки землетрясения (*Е.Б. Чирков*) 391

Облачные сейсмотектонические индикаторы: от анализа космических снимков к физико-математическим моделям (*В.Л. Натяганов, А.Н. Скибицкий, И.В. Степанов, С.А. Шопин*) 399
Смена времен года как возможный триггер возникновения сильных (M ≥ 6) землетрясений и оценка ее сейсмопрогностической значимости (на примере Курило-Камчатского региона) (*Ю.К. Серафимова*) 407

V. ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ВЕРХНИХ ГЕОСФЕР 415

Оценка энергии источников инфразвуковых возмущений в атмосфере по спектру волновых форм (*В.В. Адушкин, Ю.С. Рыбнов, А.А. Спивак, В.А. Харламов*) 416
Возмущение среднеширотной ионосферы во время солнечного затмения 20 марта 2015 года (*В.М. Ермак, Б.Г. Гаврилов, Ю.В. Поклад, И.А. Ряховский*) 427
Триггерные эффекты в магнитосфере: к столетию В.А. Троицкой (*А.В. Гульельми, А.С. Потапов, Б.В. Довбня, О.Д. Зотов, Б.И. Клайн, В.Ф. Рубан, И.В. Стерликова, И.П. Лавров*) 431
Уточнение исходных параметров детерминированно-вероятностной модели D-области ионосферы и сопоставление результатов радиофизических расчетов с экспериментальными данными (*С.З. Беккер*) 438
Триггерный режим в динамике магнитосферы (*О.Д. Зотов, Б.И. Клайн*) 442
Триггерные эффекты при эмиссии метана в полярной зоне (*В.В. Адушкин, В.П. Кудрявцев*) 449
Генерация волновых возмущений бризово-долинной циркуляцией в системе о. Байкал – Тункинская долина (*А.В. Соловьев, Ю.С. Рыбнов, А.А. Семениченко*) 456

VI. МОНИТОРИНГ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ 461

К вопросу о выборе частотного диапазона сейсмических шумов при мониторинге приливных эффектов (*В.А. Салтыков, А.С. Черепанцев*) 462
О мониторинге на шумах неоднородных геологических структур морского дна (*Л.Е. Собисевич, А.Л. Собисевич, Д.А. Преснов, Р.А. Жостков, А.С. Шуруп*) 470
О возможности мониторинга вариаций локальной НДС на основе наблюдений кажущегося электрического сопротивления в водонасыщенной скважине (*Е.Б. Чирков, И.Ш. Идармачев*) 477
Изучение метеорных явлений по комбинированным наблюдениям (*А.П. Карташова, Ю.С. Рыбнов, Д.О. Глазачев, О.П. Попова, Г.Т. Болгова*) 483
Технология поиска месторождений углеводородов на основе регистрации вынужденных колебаний флюидных систем при воздействии на них энергии резонансов гравитационных приливов (*А.А. Кабанов, В.Г. Сибгатулин, Б.Н. Нефедов, В.М. Агафонов*) 489
Программа для автоматической обработки данных экспериментов на пружинно-блочных установках (слайдерах) (*В.Ю. Рикман*) 493

ПРЕДИСЛОВИЕ

Четвертая Всероссийская конференция с международным участием «Триггерные эффекты в геосистемах» была организована Институтом динамики геосфер РАН и проведена 6–9 июня 2017 г. в г. Москве при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Целью конференции было рассмотрение актуальных вопросов воздействия природных и антропогенных факторов на различные геосферы, геомеханические системы и техногенные объекты, находящиеся в субкритическом состоянии, а также влияние этих воздействий на систему «атмосфера–ионосфера».

В конференции приняли участие свыше 160 ученых и специалистов из более чем 50 организаций, включая 29 институтов Российской академии наук (ИДГ РАН, ИВТАН, ИФЗ РАН, ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ИПКОН, ИЗК СО РАН, ЛФТИ РАН, и др.), 8 ВУЗов (МГУ, МФТИ, НИТУ МИСИС и др.) и других российских и зарубежных организаций. Зарубежные участники были представлены специалистами из Казахстана, КНР, Туркменистана, Украины.

Было заслушано 24 пленарных доклада, 75 устных докладов на секциях и 30 стендовых презентаций, в которых были представлены достижения исследовательских групп, работающих в России и за рубежом по таким направлениям, как:

- Экзогенное инициирование деформационных процессов и сейсмичности.
- Структура и свойства разломных зон. Связь с сейсмичностью.
- Различные режимы движения по разломам. Их механика, связь со структурой, взаимодействие.
- Мониторинг напряженно-деформированного состояния горного массива. Поиск и обоснование методов частичной разрядки напряжений. Шахтная сейсмичность.
- Флюидодинамика массива горных пород и наведенная сейсмичность при разработке месторождений и добыче углеводородов. Микросейсмический мониторинг при разработке месторождений углеводородов.
- Триггерные эффекты в геологии.
- Взаимодействия в системе литосфера-атмосфера-ионосфера.
- Электрические процессы в литосфере и атмосфере Земли.
- Аномальные явления в ионосфере и верхней атмосфере Земли.

По значительной части докладов были подготовлены статьи, которые представлены в предлагаемом издании. Все статьи, в известной степени условно, структурированы по разделам. В первом разделе собраны статьи, посвященные общим вопросам теории катастроф, механике и флюидодинамике инициирования деформационных процессов и сейсмичности.

Все более возрастающий интерес вызывает анализ тектонических и структурных составляющих триггерных эффектов (раздел 2). Удельный вес статей этой направленности заметно вырос по сравнению с предыдущими конференциями.

Вопросы инициирования деформационных процессов и, как следствие, техногенной сейсмичности горными работами, имеющие важнейшее прикладное значение, представлены в третьем разделе.

Раздел IV посвящен интереснейшим вопросам триггерных эффектов, имеющих место при взаимодействии физических полей. В некоторых статьях этого раздела изложены представления в значительной степени расходящиеся с традиционными воззрениями.

Проблематике взаимодействия различных физических факторов в системе верхних геосфер посвящен пятый раздел сборника. В статьях приведены результаты теоретических и экспериментальных исследований процессов в атмосфере, ионосфере, магнитосфере Земли.

Заключительный раздел сборника содержит работы, посвященные проблемам мониторинга физических полей.

Следует подчеркнуть высокий интерес, который вызвала рассматриваемая тематика у научной общественности, что отразилось в ходе дискуссии, состоявшейся после завершения докладов. По общему мнению, изучение триггерных эффектов является одним из наиболее актуальных направлений в спектре исследований в науках о Земле. Было подчеркнуто, что исследования имеют междисциплинарный характер, затрагивают широкий круг проблем физики, механики, геологии, геофизики, сейсмотектоники, горных наук, приборно-методические вопросы, которые могут быть объединены в рамках нового научного направления «Теоретическая и экспериментальная физика геосистем».

Конференция сформулировала перспективные научные проблемы этого направления на 2017–2025 гг.

• Физика и структура метастабильных областей в геосферах.

• Инструментальная диагностика метастабильных областей.

• Исследование возможностей и развитие технологий антропогенного воздействия на метастабильные области в геосферах.

• Взаимодействие процессов в твердой Земле, атмосфере, ионосфере.

Конференция отметила необходимость проведения крупномасштабных полевых экспериментов, направленных на разработку технологии снижения ущерба от катастрофических событий и целесообразность разработки комплексного плана научных исследований по проблеме «Теоретическая и экспериментальная физика геосистем».

Г.Г. Кочарян

I. ГЕОМЕХАНИКА И ФЛЮИДОДИНАМИКА ИНИЦИИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ

УДК 550.34

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ УЧАСТКОВ РАЗЛОМОВ С РАЗЛИЧНЫМИ РЕЖИМАМИ СКОЛЬЖЕНИЯ

Г.Г. Кочарян

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Существование различных типов скольжения разломов часто связывают с концепцией существования прочных (asperity) и слабых участков. Более подходящим представляется предположение о наличии участков с отличающимися фрикционными свойствами. При этом разные фрикционные свойства заключаются в различии не столько коэффициента трения (разной фрикционной прочности), сколько закономерностей переходного процесса от трения покоя к трению скольжения. Именно как участки с разной скоростью снижения сопротивления сдвигу в процессе скольжения следует, по нашему мнению, понимать «жесткие» и «мягкие» включения. Изменения вещественного состава геоматериала в зоне скольжения разлома, порового давления, литостатических напряжений, температуры приводят к тому, что участки крупных разломов обладают разной жесткостью и на них реализуются различные режимы скольжения. Кроме того, деформации, происходящие на одном из сегментов гетерогенной разломной зоны, неизбежно сказываются на режиме скольжения соседних участков, а иногда и разлома в целом.

Введение

Результаты исследований последних 15–20 лет убедительно продемонстрировали, что разнообразные блоковые движения образуют практически непрерывный ряд: «нормальные» землетрясения, цунамигенные события, низкочастотные землетрясения (LFE) и очень низкочастотные землетрясения (VLFE), при которых эффективность излучения сейсмических волн на два-три порядка ниже, события медленного скольжения (SSE), асейсмический крип. Для SSE скорость подвижки по разлому оказывается настолько низкой, что сейсмические волны, регистрируемые приборами, не излучаются вовсе. Тем не менее, скорость скольжения во время этих деформационных явлений значительно превышает типичные значения скорости асейсмического крипа по разломам в несколько см/год. Такие деформационные события, которые могут продолжаться от нескольких часов до нескольких лет и посредством их в значительной степени регулируется напряженное состояние многих участков коры [Кочарян, 2016]. В этот же пространственно-временной ряд встраи-

ваются события, инициирующие блоковые движения (например, распространяющиеся вдоль разломных зон деформационные волны [Шерман, 2014]) и явления, сопровождающие их – афтершоковые последовательности и рои землетрясений, невулканический тремор и т.д. [Peng, Gomberg, 2010].

Первоначально полагали, что периодическое медленное скольжение характерно, главным образом, для глубин в несколько десятков километров в зонах субдукции. Однако развитие сетей сейсмических и геодезических наблюдений позволило обнаружить подобные явления на неглубоких участках погружающихся плит и континентальных разломов. Нельзя исключить, что по мере увеличения плотности расположения и чувствительности измерительной аппаратуры будут выявлены участки периодических движений с небольшими моментными магнитудами на многих тектонических структурах, включая участки активной техногенной деятельности.

Рассмотрение условий зарождения и эволюции разных режимов деформирования разломных зон может позволить сделать качественный скачок в понимании такой важной проблемы, как сейсмическая эффективность очага землетрясения, прикладным аспектом которой является возможность изменения сейсмического режима территории в результате тех или иных экзогенных воздействий. Наблюдения показывают, что медленные землетрясения часто происходят в областях, примыкающих к области динамического разрыва мегаземлетрясений и непрерывно изменяют физические условия окружающего региона, например, [Radiguet et al., 2016]. В такой ситуации SSE могут оказаться главным действующим лицом в процессе инициирования землетрясений. Верно и обратное – произошедший динамический разрыв вызывает длительные постсейсмические перемещения по разломам [Кочарян, 2016].

Прямых измерений, проливающих свет на то, каким образом влияют друг на друга различные режимы скольжения, практически нет. Можно обнаружить лишь косвенные свидетельства подобного взаимодействия в результатах сейсмологических и геодезических наблюдений. В настоящей работе обсуждаются некоторые причины и следствия взаимодействия участков разломов с разными режимами скольжения.

Управляющие параметры режима скольжения

В наших предыдущих работах описаны и исследованы в лабораторных экспериментах различные типы скольжения по границам раздела [Адушкин и др., 2016; Кочарян, 2016]. Было показано, что мода скольжения определяется, соотношением между жесткостью разлома k_s и жесткостью вмещающего массива K. Жесткость массива определяется выражением:

$$k_m = G/\lambda, \qquad (1)$$

где λ – расстояние между соседними субпараллельными тектоническими нарушениями одного ранга, а G – модуль сдвига.

Сдвиговая жесткость разлома или трещины описывается общепринятым в геомеханике образом [Goodman et al., 1968]:

$$k_s = d\sigma_s/du. \qquad (2)$$

Здесь σ_s – напряжение касательное к плоскости трещины, а u – относительное смещение берегов трещины. На запредельном участке реологической кривой,

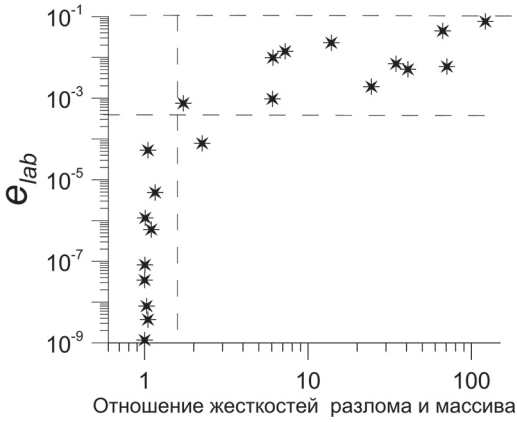


Рис. 1. Зависимость величины приведенной сейсмической энергии от отношения жесткостей разлома и массива. Значки – результаты лабораторных экспериментов. Горизонтальным пунктиром показана зона динамических срывов; слева от вертикального пунктира – медленные события

когда величина сопротивления сдвигу снижается с ростом деформации, параметр $k_s = |d\sigma_s/du|$ удобно называть скоростью снижения сопротивления сдвигу. Хорошо известно, например, [Scholz, 1998], что непременным условием возникновения фрикционной неустойчивости на разломе является выполнение соотношения:

$$|k_s| \geq K. \tag{3}$$

Зависимость величины приведенной сейсмической энергии от отношения жесткостей $|k_s|/K$, построенная по результатам лабораторных экспериментов [Адушкин и др., 2016], показана на рис. 1.

Можно видеть, что прерывистое скольжение происходит в довольно широком диапазоне отношений $|k_s|/K$, тогда как медленные режимы скольжения реализуются в узкой области значений $|k_s|/K \sim 1 \div 2$. Это означает, что на тех разломах, где жесткость (скорость снижения сопротивления сдвигу) достаточно высока, энергия деформирования реализуется только в виде динамических срывов – «нормальных» землетрясений. На разломах с низкой жесткостью могут иметь место события медленного скольжения.

Таким образом, жесткость разлома (скорость снижения сопротивления сдвигу на запредельной ветви) с одной стороны является интегральным параметром, отражающим многие характеристики разлома на мезоуровне – материальный состав и форму зерен заполнителя, его фрикционные характеристики, свойства флюида, заполняющего разлом и др., а с другой – определяет характеристики процесса скольжения. Для примера на рис. 2 на одном графике приведены зависимости максимальной скорости скольжения и жесткости модельной трещины от влажности заполнителя [Кочарян, Остапчук, 2015]. Можно видеть, что параметры процесса скольжения четко отслеживают изменение жесткости трещины.

Возникает закономерный вопрос: могут ли эти результаты, полученные при нормальной температуре и низком давлении проецироваться на *PT*-условия сейсмогенных глубин? С нашей точки зрения, решающим обстоятельством является необходимость выполнения соотношения (3) для возникновения фрикционной неустойчивости независимо от давления, температуры, тектонического режима, материального состава разлома, обводненности, порового давления и т.д. В самом деле, фрикционная прочность и сдвиговая жесткость разлома пропорциональны величине эффективного нормального давления вплоть до температур, при которых наблюдается переход от хрупкого разрушения к квазипластическому течению (~500 °C

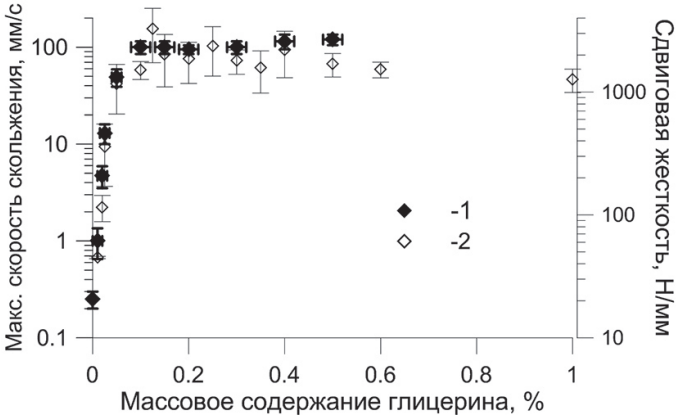


Рис. 2. Максимальная скорость скольжения (1) и жесткость модельной трещины (2) в опытах с различным массовым содержанием глицерина в кварцевом песке

для гранита, ~750 °С для базальта). При этом зоны локализации сдвигов становятся настолько текучими, что скольжение фактически происходит путем сдвига внутри материала, то есть определяется уже законами текучести, а не фрикционным взаимодействием. В этих условиях величина $k_s = |d\sigma_s/du|$ на запредельной ветви деформирования радикально снижается, что, в конечном итоге, делает невозможным возникновение фрикционной неустойчивости и определяет переход к стабильному скольжению по разлому. К аналогичному эффекту приводит и увеличение давления. То обстоятельство, что медленные деформационные события часто наблюдаются именно в зоне хрупко-пластического перехода, свидетельствует в пользу используемого подхода.

В отличие от параметров «Rate and State» трения [Scholz, 1998; и др.], жесткость разлома может быть определена сейсмическими методами [Кочарян, 2016]. Достоинство параметра «жесткость разлома» заключается в его универсальности. Независимо от *PT*-условий, тектонической обстановки, материального состава разлома, обводненности, порового давления и т.д., режим скольжения будет определяться именно соотношением между жесткостью разлома и жесткостью вмещающего массива. Это придает определенную общность заключениям, сделанным на основании довольно простых лабораторных опытов. Поскольку жесткость вмещающего массива на одних и тех же глубинах изменяется довольно слабо, то $|k_s|$ оказывается основным управляющим параметром процесса формирования режима скольжения.

Взаимодействие режимов скольжения

Изменение вещественного состава геоматериала в зоне скольжения, порового давления, литостатических напряжений, температуры приводят к тому, что различные участки крупных разломов обладают разной жесткостью. Это, в частности, проявляется в том, что иногда на разных участках одной разломной зоны регистрируются разные типы скольжения. Понятно, что деформации, происходящие на одном из сегментов гетерогенной разломной зоны, неизбежно сказываются на режиме скольжения соседних участков, а иногда и разлома в целом.

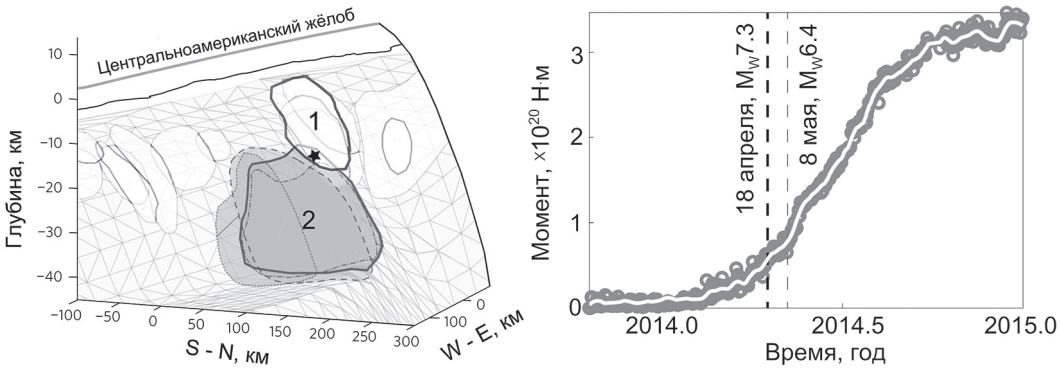


Рис. 3. Схема расположения участка разрыва (1) землетрясения M_w = 7,3 (Papanoa, 18 апреля 2014 г.) и события медленного скольжения 2014 г. (слева); величина сейсмического момента, реализованного в ходе SSE (справа). Вертикальные линии – момент землетрясения и сильнейшего афтершока (по данным [Radiguet et al., 2016])

Эффекты взаимодействия медленных движений и землетрясений в последние годы регулярно наблюдаются на границах плит, где из-за крупного масштаба все явления более выражены и имеется плотная сеть наблюдений. Так, например, события медленного скольжения были зарегистрированы на сегменте Герреро субдукционной зоны у границы плиты Кокос [Radiguet et al., 2016]. SSE началось в феврале 2014 года за два месяца до землетрясения M_w = 7,3 (Papanoa, 18 апреля 2014 г.). Медленное скольжение было инициировано в области непосредственно примыкающей к гипоцентру землетрясения и распространялось в пределах участка соседнего с разрывом будущего землетрясения (область 2 рис. 3). Это совпадение в пространстве и во времени приводит к заключению, что землетрясение Papanoa было вызвано продолжающимся SSE. Авторы связывают инициирующий механизм либо со статическим изменением Кулоновских напряжений в гипоцентральной области, либо с усиливающимся в результате слипа разупрочнением гипоцентральной области землетрясения.

Рой землетрясений (магнитуда до M_L = 5,5) в коре погружающейся плиты у берегов Новой Зеландии в апреле–мае 2004 г. был, как считают [Reyners and Bannister, 2007], с большой вероятностью инициирован крупным событием медленного скольжения, произошедшим за год до этого.

Обратная ситуация произошла в районе островов Санта-Круз (рис. 4) [Hayes et al., 2014]. После крупного землетрясения M_w = 8,0 (6 февраля 2013 г.), очаг которого располагался на одном из сегментов северной части зоны субдукции Вануату, на соседнем сегменте, отделенном крупным разломом, в течение нескольких последующих дней происходило медленное скольжение с эквивалентной моментной магнитудой (M_w = 7,6). На нижнем участке второго сегмента произошло относительно небольшое проскальзывание (~0,5 м) в момент основного толчка 6 февраля, а затем длительное асейсмическое скольжение с амплитудой около 2 м, в то время как на первом сегменте, где был расположен гипоцентр землетрясения, никакого постсейсмического скольжения не наблюдалось. Как считают авторы, это означает, что на отдельных сегментах или участках разломных зон могут происходить как асейсмичные, так и, в меньшей степени, динамические режимы скольжения. Те участки, на которых наблюдается медленное скольжение в межсейс-



Рис. 4. Упрощенная тектоническая схема зоны субдукции Вануату в районе очаговой области землетрясения 6 февраля 2013 г., $M_w = 8{,}0$ (по [Hayes et al., 2014])

мический период, могут поддерживать распространение крупных сейсмических разрывов, расширяя, тем самым, площадь косейсмического разрыва и увеличивая максимальные магнитуды событий.

Измерения последних лет, проведенные в Северо-восточной Японии [Uchida et al., 2016], показали, что имеет место широко распространенное квазипериодическое медленное скольжение. Эти эпизоды, которые длятся по времени от 1 до 6 лет, часто совпадают или предшествуют по времени кластерам довольно крупных $M > 5$ землетрясений. Эпизоды медленного скольжения предшествовали и крупнейшему землетрясению Тохоку-Оки (2011 г.) $M_w = 9{,}0$. Исследования пространственно-временных изменений сейсмической активности после Тохоку-Оки показали, что много землетрясений, в том числе событий с $M \sim 6$, произошло вскоре после мегаземлетрясения в районах, где до этого наблюдалось сейсмическое затишье. Чрезвычайно долгое отсутствие малых и умеренных землетрясений до землетрясения Тохоку предполагает, что области очагов, потенциально пригодных для таких событий разгружались асейсмически. После события $M_w = 9$ возникли последовательности землетрясений с $M \sim 6$, причем магнитуды повторяющихся событий затухали со временем, а некоторые последовательности исчезли в течение года. Таким образом, характер скольжения на отдельных участках плиты в течение короткого времени дважды изменился: с асейсмического на сейсмогенное и обратно. Такое поведение может быть связано с условно стабильными фрикционными характеристиками участков разлома – косейсмическое и постсейсмическое увеличение скорости нагружения с последующим ее снижением обусловило переход к нестабильному трению и обратно.

Ярким примером инициирования динамических срывов процессом медленного скольжения является мелкая сейсмичность, инициированная на разломе Imperial Fault волнами от удаленного (260 км) землетрясения Hector Mine (16.10.99 г.) $M_w = 7{,}1$ [Glowacka et al., 2002]. Непосредственно после прихода цуга колебаний режим деформирования резко изменился. Поверхностные волны от HM инициировали событие медленного скольжения SSE-1. После того, как амплитуда медленного смещения по разлому достигла величины порядка 10 мм, на разломе начался рой малых сейсмических событий с магнитудой порядка 1. За последующие двое суток произошло несколько десятков таких землетрясений. Начавшееся, примерно через 25 ч на соседнем участке, расположенном несколько в стороне, SSE-2, через несколько часов инициировало более крупные события с магнитудой $M \sim 2 \div 3$.

Численное моделирование

Представления о различных типах скольжения часто связываются с концепцией существования прочных (asperity) и слабых участков разломов. Нам более подходящим представляется предположение о наличии «фрикционных неоднородностей», то есть участков с отличающимися фрикционными свойствами. При этом разные фрикционные свойства понимаются в различии не столько коэффициента трения, сколько закономерностей переходного процесса от трения покоя к трению скольжения. Именно как участки с разной скоростью снижения сопротивления сдвигу в процессе скольжения следует, по нашему мнению, понимать «жесткие» и «мягкие» включения.

Вклад таких включений в закономерности деформирования гетерогенного разлома может быть проиллюстрирован на численной модели, представляющей собой вариант блочно-пружинной схемы Барриджа-Кнопова. Система из произвольного количества блоков, связанных упругими элементами жесткостью $k_{n-1,n}$ между собой, деформируется управляющей силой, прикладываемой со стороны плиты, движущейся с постоянной скоростью, через пружины жесткостью k_n. Блоки расположены на массивном основании, с которым взаимодействуют посредством сил трения F_n. Для задания силы трения использовалась модифицированная «Rate and State» модель, основное соотношение которой содержит член с вязкостью, что позволяет моделировать широкий спектр режимов сдвигового деформирования, в том числе и «медленные» движения. Детальное описание модели и результатов расчета приведено в [Будков, Кочарян, 2016].

Константы в модели были подобраны таким образом, чтобы часть блоков двигалась в режиме упрочнения или стабильного скольжения, а часть – в режиме неустойчивого, прерывистого скольжения. Мы предположили, что блоки с нестабильным трением в природе соответствуют участкам разлома, которые называют «asperities». Результаты проведенных расчетов показали, что энергия динамических срывов (землетрясений) напрямую зависит от плотности расположения участков, находящихся в режиме прерывистого скольжения – «asperities». В качестве параметра, характеризующего плотность расположения «asperities», использовалось среднее расстояние $\Delta X_{ср}$ между двумя соседними «asperities», нормированное на размер блока L_b.

Зависимости от среднего расстояния между «asperities» максимальной, зарегистрированной в расчете энергии срыва, показаны на рис. 5. Можно видеть, что мак-

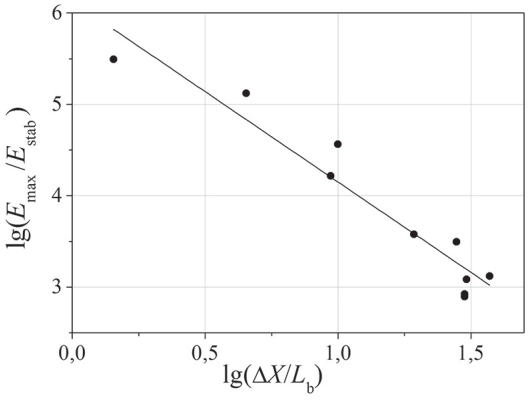


Рис. 5. Линейная аппроксимация в логарифмических координатах зависимости максимальной энергии срыва от среднего расстояния между «asperities» (маркеры – расчетные данные). Энергия нормирована на кинетическую энергию системы при движении всех блоков со скоростью протяжки E_{stab}

симальная энергия срыва изменяется примерно обратно пропорционально квадрату среднего расстояния между нестабильными блоками.

Старт «сейсмогенного разрыва» в используемой модели всегда происходит на участке нестабильного скольжения, хотя динамическому срыву может предшествовать событие медленного скольжения на участке разлома, обладающем соответствующими фрикционными свойствами, которое инициирует динамический срыв. Амплитуда смещения «медленного» блока в различных вариантах расчета на один-два порядка меньше соответствующего значения для нестабильного блока, а длительность примерно на 2 порядка больше. Важной особенностью процесса в использованной конфигурации системы является то обстоятельство, что длительное постдинамическое скольжение «медленных» блоков зачастую инициирует скорый повторный срыв нестабильного блока. Такие «дуплеты» с различным временем задержки иногда наблюдаются и в природе (Симуширские землетрясения 2006–2007 гг., землетрясения Izmit и Düzce 1999 г. на Северо-Анатолийском разломе и др.).

Хотя «медленные» блоки способны поддерживать распространение разрыва, они в значительной степени демпфируют распространяющийся по цепочке импульс скорости от срыва «asperity», инициирующий подвижку стабильных блоков. Следует ожидать, что «медленные» блоки могут играть важную роль в процессе остановки разрыва. Иллюстрация этого эффекта приведена на рис. 6, где приведены результаты расчета движения системы из 20 блоков, в которой только первый блок является нестабильным. Распространение импульса скорости от срыва «asperity» в системе, содержащей лишь стабильные блоки, показано на рис. 6, *а*. В системе, содержащей хотя бы один «медленный» блок, амплитуда распространяющегося по цепочке импульса скорости снижается на порядок и более, в зависимости от величины эффективной вязкости. Если в варианте расчета, показанном на рис. 6, *а*, значимое перемещение испытали все 20 блоков, то в варианте с «медленным» блоком

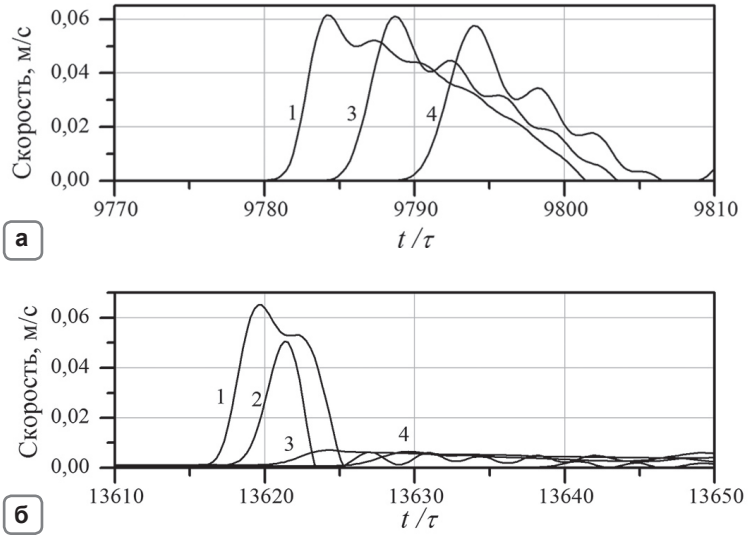


Рис. 6. Распространение импульса скорости от срыва первого (нестабильного) блока по цепочке из 20 блоков (1 – блок № 1, 2 – блок № 3, 3 – блок № 5, 4 – блок № 10): а – система без «медленных» блоков; б – в системе один «медленный» блок (№ 5)

(рис. 6, *б*) амплитуда перемещения блоков, начиная с блока № 5, невелика. Иными словами, «длина разрыва» в варианте расчета на рис. 6, *а*, по крайней мере, на порядок больше, чем на рис. 6, *б*.

Обсуждение

Предположение о том, что «asperities» это участки разлома не столько более прочные по сравнению с остальными, сколько более «жесткие», дает основу для существенной эволюции представлений о взаимодействии режимов скольжения на сегментах гетерогенных разломных зон, а также о зарождении, распространении и остановке сейсмогенных разрывов. Как отмечалось выше, большая жесткость разлома или его фрагмента здесь понимается как более быстрое снижение трения на разломе в процессе скольжения. Зарождение динамического срыва (гипоцентр землетрясения) может произойти при соблюдении условия скоростного разупрочнения, которое выполняется для участков с нестабильным и условно стабильным трением. Судя по результатам выполненных расчетов, участками торможения разрыва оказываются либо стабильные, либо условно стабильные блоки, для которых существенную роль играет псевдовязкая компонента сопротивления сдвигу. Как показывают результаты лабораторных экспериментов, на этих участках отношение $k_s/K \leq 1 \div 2$. В рамках такого подхода, взаимное расположение и плотность участков разлома с разными фрикционными характеристиками определяет весь ход развития сейсмогенного разрыва – от зарождения до остановки.

Выводы

1. Различные режимы реализации энергии деформации определяются фрикционными свойствами поверхности раздела, зависящими от *PT*-условий, материального состава, гидрологического режима и т.д.

2. Отношение сдвиговой жесткости разломной зоны к жесткости массива является универсальным параметром, определяющим режим скольжения независимо от *PT*-условий. Это придает определенную общность результатам, полученным в лабораторных экспериментах и численных расчетах.

3. Области разломных зон с разными режимами скольжения взаимодействуют, в значительной степени определяя ход процессов инициирования, эволюции и остановки динамического разрыва.

4. Масштаб зарождающегося разрыва детерминирован фрикционными свойствами окружающих областей.

Литература

Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Исследование режимов движения по разлому // Физика Земли. 2016. № 5, С. 13–24.

Будков А.А., Кочарян Г.Г. О характеристиках, контролирующих процесс сейсмогенного разломообразования // Динамические процессы в геосферах. Вып. 8 : сб. научн. тр. ИДГ РАН. М. : ГЕОС. 2016, с. 10–21.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС. 2016. – 424 с.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А. Влияние вязкости тонких пленок на закономерности фрикционного взаимодействия блоков горной породы // ДАН. 2015. Т. 463. № 3. С. 343–346.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео, 2014. – 359 с.

Glowacka E., Nava A.F., Cossio D.D., Wong V., Farfan F. Fault slip, seismicity, and deformation in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, after the M 7.1 Hector Mine earthquake // Bull. Seismol. Soc. America. 2002. V. 92. P. 1290–1299.

Goodman R.E, Taylor R., Brekke T. A model for the mechanics of jointed rock // J Soil Mech Found Div ASCE. 1968. V. 94(SM3). P. 367–659.

Hayes G.P., Furlong K.P., Benz H.M., Herman M.W. Triggered aseismic slip adjacent to the 6 February 2013 Mw 8.0 Santa Cruz Islands megathrust earthquake // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 388. P. 265–272.

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

Radiguet M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, and V. Kostoglodov, 2012. Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico // Journal of Geophysical Research 117, B04305. doi:10.1029/2011JB008801.

Reyners M., Bannister S. Earthquakes triggered by slow slip at the plate interface in the Hikurangi subduction zone, New Zealand // Geophys. Res. Lett. 2007 V. 34, L14305, doi:10.1029/2007GL030511.

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

Uchida N., Iinuma T., Nadeau R., Bürgmann R., Hino R. Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan // Science. 2016. V. 351 (6272). P. 488–492. doi: 10.1126/science.aad3108.

УДК 551.21.3

ПРИЗНАКИ МЕТАСТАБИЛЬНОСТИ КОРЫ ПРИ ПОДГОТОВКЕ К КАТАСТРОФИЧЕСКОМУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ – ОСОБЕННОСТИ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, reb@ifz.ru

Обсуждается проблема прогноза геологических и сейсмических опасностей. Результаты научно-практической деятельности в горном деле и прогнозе сильных землетрясений принципиально разные. Связывается это с разным подходом к решению проблемы горняками и сейсмологами. Показано, что первые отталкиваются от знания напряженного состояния земных недр, в то время как сейсмологи постоянно играют в «угадайку» с разным результатом. Предлагается наполнить

проблему сейсмической опасности геологией и физикой. Начать надо с терминологических уточнений. Требуется внести ясность, что мы понимаем под метастабильным состоянием. В работе дается обоснование этого явления с тектонофизических позиций по данным о напряженном состоянии в областях подготовки сильнейших землетрясений начавшегося 21 века.

Состояние проблемы прогноза землетрясений

Проблема прогноза сильных землетрясений по широте привлечения внимания ученых пережила пик, вероятно, во второй половине 80-х годов прошлого века [Ребецкий, 2007б]. Тогда казалось, что широкий фронт исследований, который был организован АН СССР и Геологической службой США, обязательно должен был привести к успеху. В ИФЗ работала постоянно действующая сейсмологическая экспедиция в Гарме (Памир, Таджикская ССР), в Москве, Обнинске, в обсерватории Борок изучалось поведение образцов горных пород перед разрушением. Мощный приток математиков и физиков, пришедших в 70-х годах в сейсмологию, породил целый спектр теоретических работ по статистическому прогнозу землетрясений. В США на разломе Сан-Андреас активно функционировал Паркфилдский полигон, на котором ожидалось землетрясение с магнитудой 6,0 (ориентировочно в середине 70-х годов прошлого столетия). На этом полигоне была сосредоточена новейшая измерительная геофизическая и сейсмологическая аппаратура, расположенная на поверхности, в штольнях и скважинах и др. Прошло более 25 лет. Каковы итоги этих фронтальных исследований?

Первыми от прогнозного гипноза очнулись американские ученые. Где-то в 90-х годах прошлого века, когда прошли все сроки ожидаемого Паркфилдского землетрясения, они от прогноза сильного землетрясения перешли к районированию по ожидаемой сейсмической опасности. Правильность новой стратегии подчеркнуло фиаско Паркфилдского полигона. Долго ожидаемое землетрясение было пропущено [Langbein et al., 2005]. Рутинный отчет по полигону в третьей декаде 2004 г. определял отсутствие аномалий геофизический полей и малую вероятность землетрясения. Однако оно произошло.

В России исследования в области прогноза не были свернуты и продолжались даже в условиях резко уменьшившегося финансирования научных исследований. Отдельные его ветви отмирали вместе с уходом из жизни ученого, создавшего это направление. В научном сообществе не нашлось лидера, который бы взял на себя смелость пересмотреть поставленные 30–40 лет назад цели и выдвинуть новый план научных исследований в области обеспечения сейсмической безопасности.

Два подхода в изучении геологических/сейсмических опасностей

Для того, чтобы разработать новую концепцию исследований, надо понять, где мы сейчас находимся на пути к ранее поставленной цели. Какие из полученных результатов критически важны, а какие, расширяя наши знания, не приближают нас к решению поставленной задачи. С этих позиций, прошедшая в июне 2016 г. в Апатитах X Международная школа-семинар «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород», является хорошим предметом такого анализа.

Следует отметить выдающиеся успехи горных механиков (доклады В.Н. Опарина, И.Ю. Рассказова, С.В. Цирель) и прежде всего ГоИ КНЦ РАН (доклады А.А. Козырева и В.В. Рыбина) в обеспечении системы безопасности производства горных работ. Они связаны ***с использованием знания напряженного состояния***, формирующегося в горном массиве. Для его определения задействован комплекс методов, среди которых ведущее место отводится тензометрии и анализу кернов (in-situ методы), а также численному моделированию напряженного состояния шахтного поля. Именно в соответствии с данными о направлениях максимального сжатия (доклады Д.В. Жирова, А.А. Беспалько), полученных этими методами, а также методами визуального контроля штолен производятся разгрузочные работы (доклад А.В. Ловчикова), уменьшающие упругую энергию массива. Все это позволяет говорить не только о серьезном прорыве в данной области научных исследований, но и о применении инновационных научных разработок непосредственно в горном деле.

Несмотря на столь положительный опыт прогноза разрушения в горных выработках, выскажу свое мнение, что эти результаты прямо неприложимы к прогнозу и выявлению областей сильных коровых землетрясений ($M > 5{,}5–6{,}0$), происходящих на глубинах более 3–5 км. Это связано с особенностями задачи, решаемой горными механиками и инженерами. Разрушение выработок и стенок карьеров происходит в приповерхностных условиях с относительно низким уровнем дифференциальных напряжений (стресс) и всестороннего давления и при флюидном давлении, близким к гидростатическому [Киссин, 2009]. Самой главной особенностью данной проблемы является то, что разрушаются искусственно созданные полости в горном массиве, то есть существуют пустоты, которые среда стремится заполнить. Хрупкое разрушение или квазипластическая локализация деформаций в породах, однажды начавшаяся в таких условиях, обязательно завершится формированием магистрального разрыва. Горный инженер способен только обеспечить такую длительность формирования разрушения, чтобы в период проведения всего цикла горных работ оно либо не произошло, либо произошло очень медленно (без динамики).

Сильное тектоническое землетрясение происходит в горном массиве, не имеющем пустот, сопоставимых с линейным размером его очага. Оно формируется на глубинах 10–20 км, где уровень тектонического давления достигает 3–6 кбар, при широких вариациях стресса (от 30 до 1000 бар) и флюидном давлении, приближающемся по величине к литостатическому давлению [Киссин, 2009; Ребецкий, 2005]. Самое главное, что локализация деформаций, возникшая в одном месте, может завершиться некоторым медленным перемещением вещества, перераспределением напряжений и поэтому не привести к возникновению разрушения динамического типа (землетрясение). Однако с методической точки зрения важно понимать, что полученный горными механиками положительный результат по обеспечению безопасности производства работ опирался не на статистические методы прогноза горных ударов, а на детерминированные исследования напряженно-деформированного состояния и проверенные в расчетах методы предупреждения опасности неконтролируемого разрушения массива.

Другой подход в области прогноза катастрофических землетрясений опирается на статистические методы прогноза и поиск косвенных предвестников сильных землетрясений. Здесь наиболее запутанным, на мой взгляд, является состояние в области изучения закономерности проявления природной сейсмичности в различных геофизических полях. Практически все исследования являются уникальными, нет работ в рамках одного подхода, выполняемых разными учеными. Исключение

здесь составляет изучение влияния электрического поля на сейсмический режим (доклады В.А. Зейгарника, Л.М. Богомолова, Н.Т. Тарасова). В этих исследованиях, вероятно, ближе всего подошли к созданию модели, объясняющей данное явление (заметим, модели, а не системы прогноза).

Другое важное направление исследования природной сейсмичности связано с поиском геофизических предвестников (доклады В.А. Гаврилова, В.А. Касимова, Г.Н. Копыловой, А.К. Юркова). На мой взгляд, это направление требует обоснования принципов выявления влияния областей подготовки очагов землетрясений, близко или далеко расположенных от пункта наблюдения. Для этого, вероятно, надо иметь ***локальную сеть таких пунктов***. Без подобного обоснования примеры удачного использования исследуемых предвестников в региональных прогнозах не могут рассматриваться как доказательства их работы.

Новым явлением в прогнозе сильных землетрясений следует рассматривать работы А.А. Любушина [2012]. В своих исследованиях он показал, что перед сильным землетрясением среда «сосредотачивается» – самоорганизуется, и это ее изменение состояния выдает координация на больших площадях низкочастотной вибрации в микросейсмическом шуме. Считается, что примером удачного прогноза землетрясения А.А. Любушина является землетрясение Тохоку 2011 г. Однако также всем хорошо известно, что вслед за этим прогнозом и землетрясением А.А. Любушин также дал прогноз следующего землетрясения в этом регионе (Идзу-Бонинская – зона) на период 2012–2013 гг., который так и не реализовался. Вероятно, предвестники в сейсмическом шуме следует рассматривать как еще один косвенный предвестник, который не прошел проверку вторым подряд удачным прогнозом землетрясения.

Общее впечатление от проведенной X Международной школы-семинара – резкий диссонанс между успехами горных механиков, обеспечивающих безопасное производство работ в сложных условиях повышенного уровня напряжений горизонтального сжатия, и «топтание на месте» в прогнозе катастрофических тектонических землетрясений.

О модели метастабильности разломов земной коры

Выходом из фазы застоя может явиться наполнение физическим смыслом определяющих терминов физики очага землетрясений. В этом научном направлении в последние 20 лет все чаще употребляется термин «метастабильное состояние» (МС) [Гольдин, 2005; Соболев, Любушин, 2006; Латынина, 2009]. Под ним понимают состояние геосреды разломной зоны перед сильным землетрясением. Считается, что к моменту сильного землетрясения происходит как бы упорядоченность процесса деформации земной коры на достаточно большой территории. Процесс возникновения внезапного энергетически мощного разрыва – землетрясения подобен процессу фазового перехода. Накопление энергии протекает медленно, без видимых проявлений, и заканчивается катастрофическим событием. Условием возникновения скачкообразного перехода среды из одного состояния в другое является наличие в области будущего очага землетрясения МС.

Термин «МС» пришел в науки о Земле из термодинамики фазовых состояний и характеризует неустойчивое равновесие физической макроскопической системы, в котором она может находиться длительное время при отсутствии (или при малости) внешних возмущений. В теории термодинамического равновесия возник-

новение МС объясняется стремлением среды к максимуму энтропии и при определенных условиях к минимуму свободной энергии (гельмгольцевой энергии) или термодинамического потенциала Гиббса.

Если посмотреть за практикой употребления термина «МС» в физике очага землетрясения, то можно увидеть, что под ним понимают неустойчивость состояния разлома земной коры, когда малые внешние воздействия (триггер) могут привести к возникновению сильного землетрясения. При этом практически отсутствуют физические примеры, объясняющие, в чем выражается неустойчивость состояния геосреды, почему система может долго находится в предразрушающем состоянии, какие физические процессы ответственны за смену состояния.

Важно отметить, что в предыдущие годы в исследованиях МС не было четкого понимания того факта, что МС не обязательно завершится крупномасштабным хрупким разрушением (землетрясением), что в зависимости от вида и интенсивности напряженного состояния, характера его пространственного распределения может иметь место крип, медленное или сверхмедленное землетрясение, тремор [Качарян, 2016]. В этой связи снова актуальным стали разработки физических моделей очага и МС разломных зон, объясняющих, как возникает сильное землетрясение с областью линейного разрушения, существенно превышающей мощность коры ($M > 8$). Построение такой модели следует осуществлять на основе изучения природных объектов. Лабораторный эксперимент не может предлагать модели разрушения из-за существенной разности масштабов и физической природы явления микротрещины и мегаразрыва. Он так же, как и численное моделирование деформаций, должен идти вслед за результатами изучения природного состояния областей подготовки сильных землетрясений.

Тектонофизическая модель метастабильного состояния разломов

В настоящее время наиболее перспективным источником мониторинга состояния разломных зон, обеспечивающим прямое изучение тектонических напряжений, являются сейсмологические данные. При всей развитости космических геодезических наблюдений их данные относятся, прежде всего, к поверхности, а требуемая точность измерений деформаций в GPS технологии может быть достигнута только путем увеличения плотности сети временных пунктов наблюдения, что требует больших финансовых и людских ресурсов.

В этой связи представляется, что основу для ***тектонофизической модели МС*** разлома должны составлять данные о природном напряженном состоянии, получившие в самое последнее время серьезное методическое развитие [Ребецкий, 2007а; Rebetsky et al., 2012, 2016]. В настоящее время тектонофизические методы позволяют определять не только ориентацию главных напряжений (как это имело место на заре их создания М.В. Гзовским [1954]), но и редуцированные значения шаровой и девиаторной (стресс) компонент. При использовании в качестве дополнительных сейсмологические данные о динамических параметрах сильных землетрясений (сброшенные напряжения) имеется возможность оценивать параметры эффективной прочности мегаскопического масштаба массивов пород и сами величины напряжений (рис. 1). Этот набор тектонофизических данных позволяет перейти к созданию геомеханической модели очага землетрясения, момент возникновения которого может быть связан не только с повышением уровня стресса до предела прочности пород.

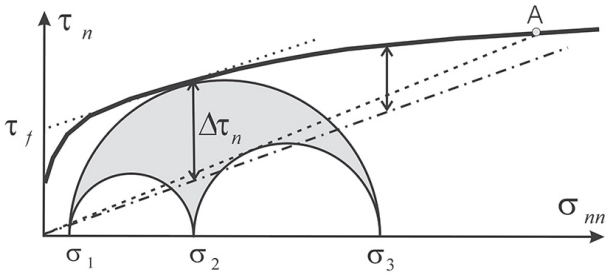


Рис. 1. Параметры напряжений, отвечающие хрупкому разрушению на диаграмме Мора [Ребецкий, 2007а].

Верхняя кривая – предел хрупкой прочности, линия короткого пунктира – сухое статическое трение, штрих-пунктирная линия – кинематическое трение, реализующиеся в момент движения бортов разрыва. Вертикальный отрезок между линий предела прочности и кинематического трения – сброшенные касательные напряжения $\Delta\tau_n$ на плоскости разрыва (нормаль *n*). Область наиболее эффективного хрупкого разрушения находится в центральной части диаграммы там, где сброшенные напряжения максимальны, точка А определяет переход к пластическим деформациям (хрупкое разрушение невозможно)

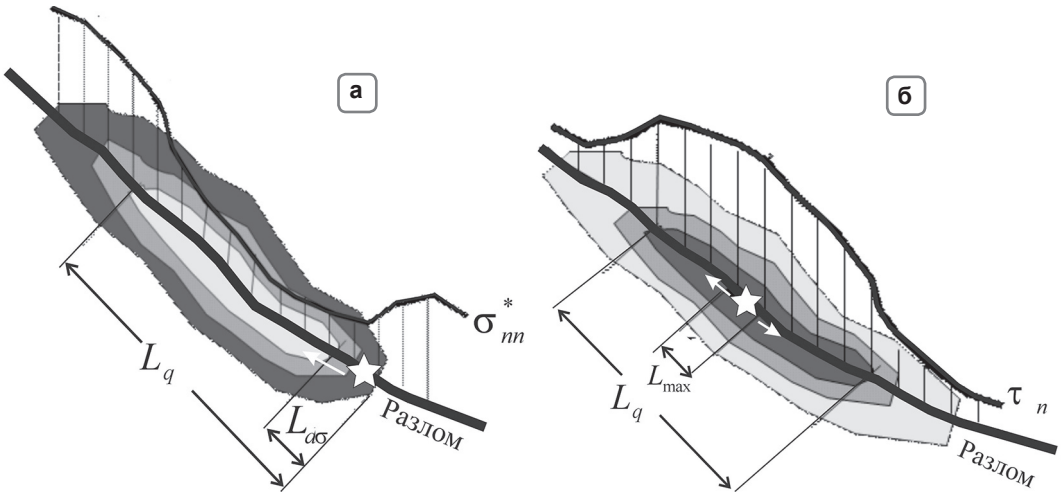


Рис. 2. Модель подготовки очага землетрясения: а) по работам Ю.Л. Ребецкого. Зона пониженного уровня эффективного давления (нормального на разломе σ^*_{nn} напряжений) L_q – возможный будущий очаг землетрясения. Звездочкой показано начало «вспарывания» разлома в очаге землетрясения – зона максимального градиента напряжений $L_{d\sigma}$, стрелкой направление распространения землетрясения; б) по Х.Ф. Рэйду. Зона повышенных касательных на разрыве напряжений τ_n (здесь согласно [Ребецкий, 2007а] также высокий уровень эффективного давления) L_q – возможный будущий очаг землетрясения. Начало возникновения землетрясения там, где максимальный уровень стресса L_{max}, стрелкой показано направление распространения землетрясения

Первое положение такой тектонофизической модели МС разлома, которое необходимо предварительно оговорить, – это проблема неоднородности деформирования (напряжений) разлома в пределах очаговой области. Сложно предположить, что в ней на протяжении 100 и более километров разлом в одинаковой мере достиг предельного состояния. Результаты тектонофизической реконструкции напряжений показывают, что область очага целого ряда сильных землетрясений с магнитудой

более M > 8,5 [Ребецкий, Маринин, 2006а, б; Ребецкий, 2007, 2009; Rebetsky, Tatevissian, 2013] можно разделить на два участка (рис. 2, а). Для первого, меньшего по размеру, имеет место высокий градиент напряжений, а для второго наблюдается невысокий уровень эффективного давления и стресса.

На первом участке развития сейсмогенного разлома наличие достаточно однородного градиента напряжений дает возможность при возникновении здесь землетрясения нарастить кинетическую энергию движения бортов разрыва (разрыв распространяется из области высокого уровня сил трения в область низкого уровня) за счет отсутствия малых участков, препятствующих разрушению. На втором участке очага, где имеет место квазиоднородный и низкий уровень эффективного давления и сил трения (здесь также мал и уровень стресса), происходит «экономная» трата кинетической энергии и разрыв продолжается до первого мощного участка неоднородности напряжений (повышения эффективного давления). Если кинетической энергии хватает, то после стопинг фазы и потери большой части кинетической энергии (так было при Суматра-Андаманском землетрясении [Ребецкий, Маринин, 2006а, б]) сейсмический разрыв продолжает развиваться. Если энергии не хватает, то эта неоднородность является концевой зоной возникшего сейсмогенного разрыва. Наличие такой зоны равномерного градиента напряжений будем называть ***неоднородностью очага первого ранга***, которая определяет возникновение самих условий для МС разлома. Размер второго участка очага определяет фактическую магнитуду сильного землетрясения. Сейсмологические данные показывают, что эта область в сейсмичности до сильного землетрясения проявляет себя как слабоактивная, здесь возможно появление зон затишья.

Приведем цитату из докторской диссертации Г.И. Татькова [2009]: «Проявления пространственно-временной нестационарности диссипативного процесса, наблюдаемые в очаговых зонах Южного и Среднего Байкала в виде усиления энергии сейсмического потока на фоне миграции сейсмических кластеров в краевые части разломных зон и к периферии асейсмичных перемычек – сейсмических брешей, являются пороговыми индикаторами перехода контролируемой очаговой зоны в МС подготовки землетрясения повышенной на 1–3 класса энергии». В рассмотренной выше тектонофизической модели МС разлома периферия сейсмических брешей является областью высокого градиента напряжений, сами сейсмические бреши – область низкого уровня эффективного давления. Исследования Г.И. Татькова опирались на данные слабых землетрясений, возникающих перед землетрясениями с магнитудами порядка 6, что говорит о наличии неоднородности напряженного состояния и магнитудного уровня землетрясений M = 5–6.

Отметим различие этой модели очага землетрясения от модели Рэйда [Reid, 1910] (рис. 2, б), в которой область очага рассматривалась соответственно как область высокого уровня напряжений или как область высокого уровня прочности в момент начинающегося разупрочнения. Подобные взгляды на процесс подготовки очага землетрясения лежат в основе двух наиболее известных и общепринятых моделей: модель лавинно неустойчивого трещинообразования (ЛНТ-модель) [Mjachkin et al., 1975] и дилатансионно-диффузионная модель (ДД-модель) [Scholz et al., 1973]. Заметим, что обе модели предусматривают стадию разупрочнения (флюидизация массива в ДД модели и рост плотности трещин в ЛНТ модели), но исходно область формирования землетрясения находится в зоне повышенных напряжений, а стадия разупрочнения имеет сейсмическое (короткое) время.

Второе положение тектонофизической модели МС разлома практически прямо вытекает из первого, характеризуя другой масштабный уровень очага. Вполне

вероятно, что внутри области будущего очага сильного землетрясения могут существовать относительно малые участки, не готовые к хрупкому разрушению (зацепы) – области повышенного эффективного давления. Именно разрушение таких участков при развитии разрыва создает специфический вид сейсмограмм, отличающий их от единичного импульса хрупкого разрушения. Преодоление таких зацепов требует затрат механической энергии, и таким образом, число и плотность распределения зацепов должно контролировать реальность возникновения крупного землетрясения. Известно, что при среднем уровне обжимного давления прочность образцов горных пород, имеющих ограниченное число и малую плотность макроскопических видимых дефектов (трещин), определяется не столько уровнем девиаторных напряжений (стресса), сколько относительным размером цельных участков породы. В противоположность целым образцам, в осевых частях разломных зон плотность трещин и мелких разрывов столь велика, что их прочность определяется уже изменениями напряженного состояния и разупрочняющим влиянием флюида (тектонофизические исследования показывают, что оба эти фактора взаимосвязаны [Ребецкий, 2005, 2007б]). Таким образом, зацепы внутри очага землетрясения представляют собой малые участки резкого изменения напряженного состояния (рис. 3). Будем далее второе положение тектонофизической модели МС разлома именовать ***неоднородностью очага второго ранга***.

Первые два положения тектонофизической модели МС разлома на разных масштабах характеризуют структуру очага землетрясения и связанное с особенностями структуры поле напряжений. Несложно заметить, что параметры структурной неоднородности очага прямо обуславливают его готовность к формированию сильного землетрясения. Так, увеличение площади участка высокого уровня высвобождаемой механической энергии (зона высокого градиента напряжений) и уменьшение плотности и числа зацепов приближает состояние очага к критическому, когда малый триггер, возникший в зоне начала вспарывания, может привести к реализации всей очаговой области. Увеличение плотности зацепов (неоднородность напряжений в зоне высокого градиента), наоборот, приводит к определенной стабилизации очага. Начавшееся на участке высокого уровня высвобождаемой механической энергии разрушение растрачивает свою кинетическую энергию на таких зацепах на самой ранней стадии. Очаг еще не созрел для реализации своего МС.

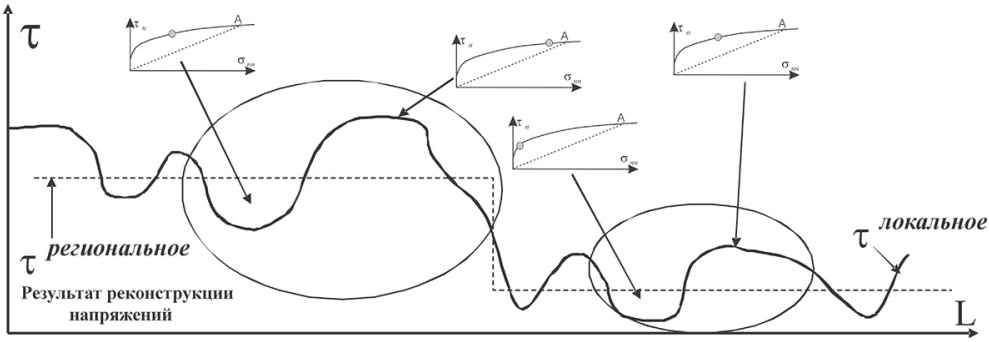


Рис. 3. Неоднородности первого и второго ранга в области подготовки очага землетрясения. Области локальных вариаций напряжений (сплошная линия) – неоднородность второго ранга, область региональной вариации (ступенька пунктирной линии) – неоднородность первого ранга. L – горизонтальное расстояние вдоль разлома. Диаграммы Мора в верхней части рисунка характеризуют положение на ней точки данного локального напряженного состояния

Совокупность накопленных данных позволяет рассматривать момент создания области низкого уровня эффективного давления как ***первую фазу*** подготовки МС регионального уровня. Момент времени формирования участка высокого градиента напряжений представляет собой ***завершающую стадию*** подготовки МС. Для этого участка критически важным является исчезновение неоднородности второго ранга (отсутствие зацепов). В таком случае любое событие, возникшее на участке высокого градиента напряжений, может породить сильное землетрясение. Наиболее опасным следует рассматривать начальный участок градиента напряжений (см. рис. 2, а), из которого старт разрушения позволяет накопить наибольшее количество кинетической энергии перед выходом на «плато» низкого уровня сил трения.

Можно говорить, что участок низкого уровня эффективного давления, определяющий масштаб готовящегося землетрясения, является первым необходимым условием МС разлома. Назовем ее ***региональным критерием МС разлома***. Фактически сейсмические бреши по А.С. Федотову [Федотов и др., 2004] могут претендовать (в случае существования в них пониженных напряжений) на эту роль. Участок высокого уровня градиента напряжений можно рассматривать как область, где должна наблюдаться форшоковая активность, ее можно именовать как **локальный критерий МС разлома**. Одновременное наличие и соседство двух этих зон и является сигналом завершающей фазы развития МС разлома.

Нельзя утверждать, что представленная выше тектонофизическая модель МС очага готовящегося землетрясения является единственным вариантом. В частности, катастрофическое землетрясение Тохоку 2011 г. в поле напряжений выглядело иным образом. Развивающийся разрыв разделял сейсмофокальную зону на области высокого (к востоку) и низкого (к западу) уровня эффективного давления, то есть он прошел по самой высокоградиентной области коры [Ребецкий, Полец, 2014; Rebetsky et al., 2016]. Следует отметить, что установленная для землетрясения Тохоку модель напряженного состояния в период подготовки очага землетрясения, получена на основе более обширного каталога данных о механизмах очагов землетрясений с магнитудным диапазоном от $M > 3{,}5$. Здесь удалось выполнить реконструкцию напряжений в шести глубинных уровнях, получив напряжения с осреднением в 10–20 км. Этот результат позволял получить существенно более детальное поле напряжений, чем для Суматра-Андаманского, 2004 г.; Мауле, 2010 г. (Чили) и других сильных землетрясений, где усреднение напряжений выполнялось для коры в целом (50–70 км).

Наличие нескольких моделей очага землетрясения говорит о необходимости дальнейших исследований природного напряженного состояния зон подготовки сильных землетрясений. Необходимо системно расширять базу сейсмологических данных с целью более детального изучения особенности напряженного состоянии очаговых областей. Эти исследования должны составить основу тектонофизического районирования сейсмической опасности, принципы которого отличаются от методики выделения зон ВОЗ, имеющих вероятностную природу.

Литература

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР ; серия геофиз. № 5. 1954.

Гольдин С.В. Макро- и мезоструктуры очаговой области // Мезомеханика. 2005. Т. 8, № 1. С 1–5.

Киссин И.Г. *Флюиды* в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М. : Наука. 2009. – 328 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС. – 424 с.

Латынина Л.А. О неустойчивом состоянии геологической среды в зоне сильнейших землетрясений // Геодезія, картографія і аерофотознімання. 2009. Вип. 71. С. 238–241.

Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33.

Райс Дж. Механика очага землетрясения. Сер. Механика. Новое в зарубежной науке. М. : Мир. 1982. – 217 с.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70–84.

Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т. 29, № 6. С. 92–110.

Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007. Т. 29, № 4. С. 92–110.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М. : Академкнига. 2007. – 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192–1206.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения, метаморфизм и модель очага землетрясений // Доклады РАН, 2005. Т. 400, № 3. С. 372–377.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционнной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Доклады РАН. 2006. Т. 407, № 1. С. 106–110.

Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, вып. 2. С. 469–506.

Татьков Г.И. Геофизический мониторинг напряженно-деформированного состояния природных и технических систем: автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск: Бурятский научный центр СО РАН. 2009. – 52 с.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги 2004-2008 гг. и ретроспективный прогноз Хоккайдского землетрясения 25 сентября 2003 г., M = 8,1 // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. С. 3–22.

Langbein J., Borchrdt R., Dreger D., Fletcher J., Hardebeck J.L., Hellweg M., Johnston M.J.S., Murray J.R., Nadeau R.M., Remer J., Treiman J.A. Preliminary report on the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, Calofornia earthquake // Seism. R. Let. 2005. Vol. 76, No 1. P. 10–26.

Mjachkin V.I., Brace W.F. Sobolev G.A., Dieterich J.H. Two models for earthquake forerunners // Pure. Appl. Geophys. 1975. Vol. 113. P 169–181.

Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics. 2016. Vol. 685. P. 60–76.

Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // Tectonophysics. 2012. Vol. 581. P. 114–131.

Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. Vol. 184, No 4–5. P. 335–346.

Reid H.F. The mechanics of the earthquake. California earthquake of April 18, 1906. Rep. of the state investigation commiss. 1910. Carnegie Inst. of Washington. Vol. 2, pt. 1. 56 p.

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

УДК 550.34

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ВЛИЯНИЯ РОСТА ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ

С.Б. Турунтаев[1,2,3], В.Ю. Рига[1,2]

[1] Институт динамики геосфер РАН, Москва
[2] ВНИИ Автоматики, Москва
[3] МФТИ, Долгопрудный

В статье на основе многоблочной модели rate-state с двухпараметрическим законом трения рассматривается развитие техногенных сейсмических процессов в результате закачки жидкости в недра. Решается задача об изменении порового давления в зоне разлома и изменении состояния скольжения по разлому. Определено влияние переменных, входящих в закон трения rate-state, на режим скольжения. Показано, что, при изменении параметров модели можно получить как случай быстрого роста сейсмической активности после начала закачки, так и ситуацию, когда основные сейсмические события происходят уже после окончания роста порового давления. Полученные результаты использованы для моделирования сейсмичности в районе Базельского геотермального проекта.

Введение

Усиление сейсмической активности в районах интенсивной разработки месторождений углеводородов и строительства геотермальных электростанций является общепризнанным негативным следствием воздействия на подземные флюидные системы [Адушкин, Турунтаев, 2015; Ellsworth et al., 2015]. В настоящее время предупреждение развития катастрофических последствий в районах такого воздействия основано на использовании так называемого «светофорного» принципа [Bommer et al., 2006]: если появляются сейсмические события, магнитуда которых превышает некоторую предварительно заданную величину, включается желтый сигнал «светофора» и воздействие должно быть приостановлено; если события не прекратились и их магнитуда растет, включается красный сигнал «светофора» и воздействие прекращается, проект должен быть закрыт. Предварительная оценка максимальной магнитуды землетрясений, индуцируемых закачкой жидкости, рядом исследо-

вателей связывается с суммарным объемом закачки [Shapiro et al., 2010]. При этом за условие инициирования сейсмогенерирующей подвижки принимается достижение поровым давлением жидкости некоторой критической величины, значение которой зависит от величин главных сжимающих напряжений и ориентации естественной трещиноватости [Nicholson, Wesson, 1991; Ellsworth, 2013]. Вместе с тем лабораторные эксперименты и натурные наблюдения показывают, что сейсмические события появляются до достижения значений давления, определяемых этим условием, а также то, что сейсмичность продолжается и после того, как достигнуто критическое значение порового давления, причем на фоне как его повышения, так и его понижения [Turutaev et al., 2013а,б]. Имеются сведения о возрастании сейсмической активности в районе остановленного геотермального проекта спустя десять лет после прекращения закачки [Wiemer, 2017]. Эти факты заставляют обратиться к представлениям о нелинейной реакции недр на воздействие.

Упрощенно можно считать, что взаимодействие между блоками литосферы, разделенными тектоническими разломами разного уровня, определяется упругими силами и силами трения. Механистической моделью такого рода систем, как предложено в работе [Burridge, Knopov, 1967], является набор блоков, соединенных упругими связями друг с другом и с некоторой плоскостью (называемой «driver» – драйвер), движущейся с постоянной скоростью (рис. 1). Блоки испытывают трение со стороны неподвижной плоскости. Наиболее популярные в последние годы модели развития сейсмического режима предполагают, что трение в тектонических разломах может быть описано при помощи уравнения типа rate-state, согласно которому величина силы трения зависит от скорости и величины перемещений бортов разломов.

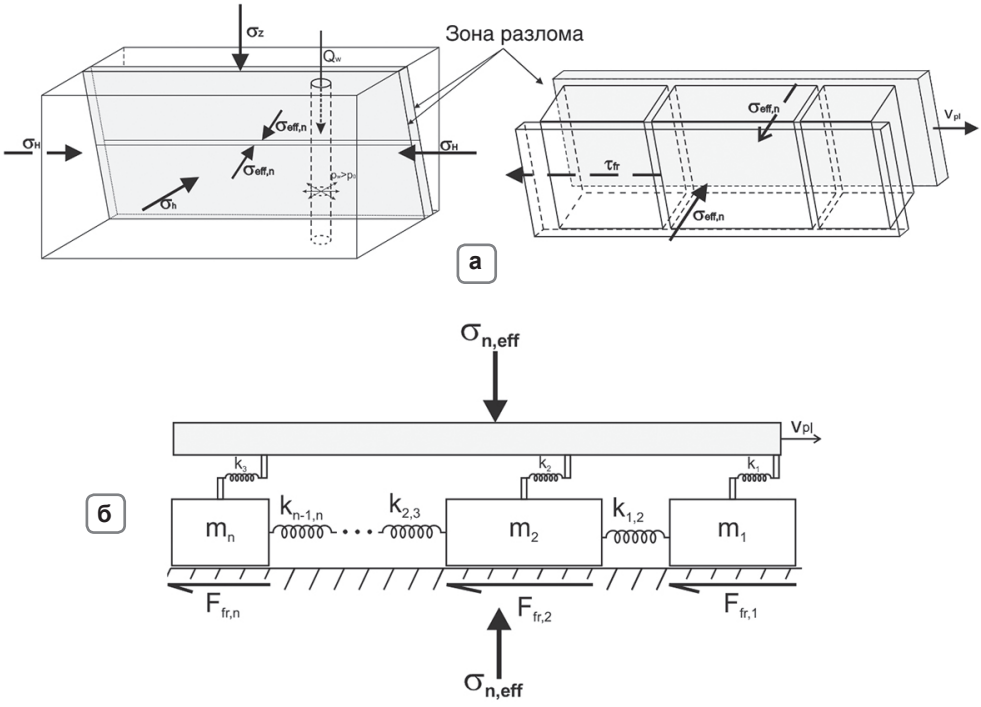


Рис. 1. (а) представление тектонического разлома; (б) многоблочная модель

Целью настоящей работы является исследование влияния параметров многоблочной системы на скольжение с трением, описываемым двухпараметрическим уравнением rate-state, применительно к проблеме сейсмичности, индуцированной закачкой жидкости. Решается связная задача об изменении порового давления в зоне разлома и изменении состояния скольжения по разлому, определяется влияние переменных, входящих в закон трения rate-state, на параметры скольжения, находятся условия возникновения хаотического режима скольжения. Проводится моделирование сейсмичности, возникшей в результате реализации Базельского геотермального проекта.

Описание используемой модели и постановка задачи

Несмотря на то, что закон трения rate-state был предложен еще во второй половине 80-х годов, интерес к нему существенно возрос в последние годы. Модель rate-state [Gu et al., 1984; Dieterich, 1992; Abe and Kato, 2013; Кочарян, 2016] была принята в качестве адекватной для описания сейсмических процессов в литосфере и моделирования геофизических систем. В работе [Hobbs, 1990] рассмотрен двухпараметрический вариант уравнения rate-state и исследовано изменение скольжения при изменении жесткости упругой связи блока с драйвером путем анализа изменения фазовых портретов рассматриваемой системы. Аналогично подходу Hobbs, в работе [Ericson et al., 2008] методы нелинейной динамики использовались для анализа поведения многоблочной системы, трение в которой определялось однопараметрическим уравнением. Abe & Kato (2013, 2014) рассмотрели двух- и трехблочные системы с однопараметрическим законом трения и, варьируя жесткость связей, получили различные варианты «сейсмического» режима, генерируемого прерывистыми движениями блоков.

В настоящей работе рассматривается многоблочная система, движение в которой определяется законом трения типа rate-state. Уравнения движения этой системы могут быть записаны следующим образом:

$$\begin{cases} m_1\ddot{x}_1 = k_1\left(v_{pl}t - x_1\right) - k_{12}\left(x_1 - x_2\right) - F_{fr1} \\ m_2\ddot{x}_2 = k_2\left(v_{pl}t - x_2\right) + k_{12}\left(x_1 - x_2\right) - k_{23}\left(x_2 - x_3\right) - F_{fr2} \\ \cdots \end{cases}$$

где m_i, x_i – масса и смещения i-го блока соответственно, $F_{fr\ i}$ – сила трения, действующая на i-ый блок, k_i – жесткость соответствующих упругих связей. Для задания силы трения используется двухпараметрическое уравнение:

$$\tau = \tau^* + A\ln\left(\frac{v}{v^*}\right) + \theta_1 + \theta_2,\ \ \tau^* = \tau_0 + \mu\left(\sigma_n - p\right),\ \ \dot{\theta}_i = -\frac{v}{L_i}\left[\theta_i + B_i ln(v/v^*)\right]$$

Здесь τ^* – часть трения, зависящая от сцепления τ_0, постоянного коэффициента трения и эффективного нормального напряжения, $\theta_{1,2}$, v^*, $L_{1,2}$ – параметры модели rate-state, A и $B_{1,2}$ – константы, определяющие зависимость трения от скорости и времени. В работе [Gu et al., 1984] было показано, что в случае A-B_1-$B_2 < 0$ наблюдается уменьшение трения при увеличении скорости перемещения блока, что приводит к скольжению типа stick-slip, при A-B_1-$B_2 \geq 0$ происходит рост трения при

увеличении скорости скольжения. Наряду с условием $A\text{-}B_1\text{-}B_2 < 0$ для развития движения типа stick-slip должно выполняться условие $k < k_{cr}$, где

$$k_{cr} = \frac{2A}{L_1 + L_2}\left[(\beta_1 - 1) + \rho^2 (\beta_2 - 1) + 2\rho(\beta_1 + \beta_1 - 1) + \right.$$
$$\left. + \sqrt{\left\{ \left[(\beta_1 - 1) + \rho^2 (\beta_2 - 1) \right]^2 + 4\rho^2 (\beta_1 + \beta_1 - 1) \right\}} \right] / (4\rho)$$

Пусть изначально все блоки имеют одинаковые параметры, удовлетворяющие условию stick-slip, и движутся с одинаковой скоростью, равной скорости драйвера. Для сопоставления случаев развития естественной и индуцированной сейсмичности проведены две серии численных экспериментов. В серии 1 («естественная сейсмичность») к первому из блоков прикладывается мгновенное увеличение скорости его движения, равное скорости драйвера (как в работе [Hobbs, 1990]); в серии 2 («индуцированная сейсмичность») эффективные нормальные напряжения на границе между первым блоком и неподвижной поверхностью уменьшаются вследствие закачки жидкости на некотором расстоянии от этой границы и ростом порового давления в соответствии с уравнением пороупругости.

В численных расчетах использовались следующие величины параметров: $B_1 = 3{,}3 \cdot 10^4$ Па, $B_2 = 2{,}772 \cdot 10^4$ Па, $L_1 = 2{,}5 \cdot 10^{-7}$м, $L_2 = 5{,}2 \cdot 10^{-6}$м, $v_{pl} = 10^{-9}$ м/с (3,2 см/год), $k_s = 9{,}04 \cdot 10^9$ Па/м (удельная жесткость), $\tau^* = 99$ МПа. В обеих сериях рассматривались два случая, отличающиеся параметрами A и соответствующей величиной k_{cr} (табл. 1). Первый случай отвечает хаотическому движению одноблочной системы, второй – периодическому.

Таблица 1

Параметры расчета

Случай	A	k_{cr}
1	$3{,}3 \cdot 10^4$ Па	$1{,}06 \cdot 10^{10}$ Па/м
2	$3{,}2 \cdot 10^4$ Па	$1{,}11 \cdot 10^{10}$ Па/м

Для расчета изменения давления при закачке жидкости использовалось уравнение пороупругости для цилиндрического случая:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial p(r,t)}{\partial t} = D\left(\dfrac{\partial^2 p(r,t)}{\partial r^2} + \dfrac{1}{r}\dfrac{\partial p(r,t)}{\partial r} \right) \\ Q_0 = -\dfrac{2\pi hk}{\mu} r \left. \dfrac{dp}{dr} \right|_{r=r_w}, (r_w \to 0) \\ p(+\infty, t) = p_0 \\ p(r,0) = p_0 \end{cases}$$

где $D = k/\varphi\mu c$ – коэффициент гидравлической диффузии, k – проницаемость, μ – вязкость. Решение данного уравнения указанными начальными и граничными условиями имеет вид

$$p = \frac{Q_0 \mu}{4\pi kh} Ei\left(\frac{r^2}{4Dt} \right) + p_0, \quad Ei(t) = \int_x^\infty \frac{e^{-t}}{t} dt$$

В настоящей работе при расчетах использовались величины, характерные для Базельского геотермального проекта [Häring et al., 2008; Dinske, 2010]: r = 100 м, Q_0 = 1,5 м^3/мин, p_0 = 44 МПа, μ = 0,284 Па·с, h = 46 м, k = 4 мД.

Зависимости модельных сейсмических режимов от параметров модели

Расчеты проводились для 20 блоков и времени порядка 1 года. На рис. 2 показаны изменения характеристик сейсмических режимов (суммарное количество со-

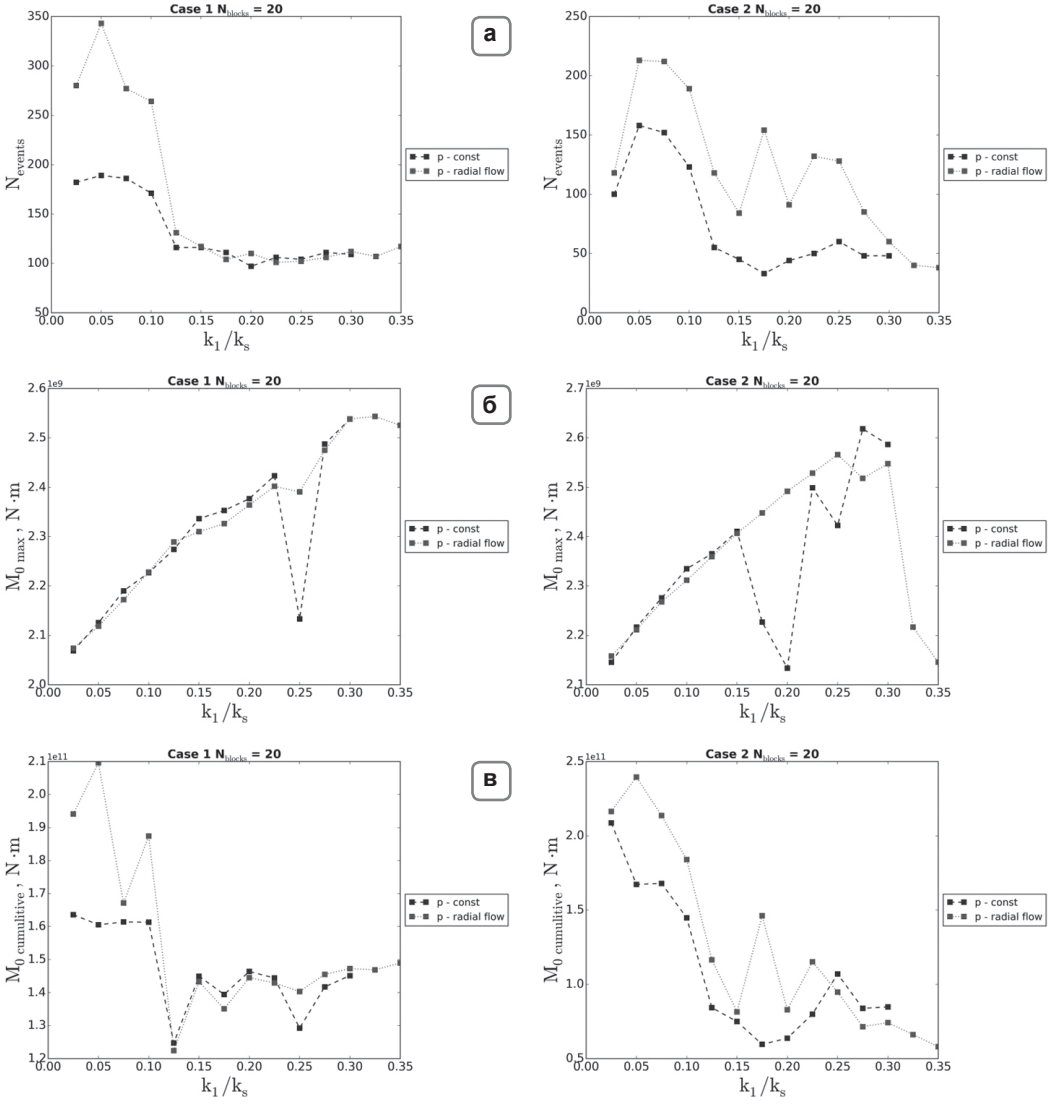


Рис. 2. Изменение суммарного количества событий (а), максимального сейсмического момента (б), суммарного сейсмического момента (в) при изменении жесткости межблоковых связей. Сплошная линия – «индуцированная» сейсмичность, пунктир – «естественная» сейсмичность

бытий, максимальный сейсмический момент, суммарный сейсмический момент) при изменении жесткости межблоковых связей k_1 по отношению к жесткости связи с драйвером k_s. Значения терминов «случай» и «серия» приведены выше. В случае 1 в обеих сериях наблюдается начальный рост суммарного количества событий с ростом жесткости межблоковых связей, который затем стабилизируется на уровне 100 событий, в то время как максимальный сейсмический момент возрастает почти монотонно. В случае 2 зависимость суммарного количества событий от жесткости связей выражена слабее, максимальный сейсмический момент растет, суммарный сейсмический момент при этом падает. В целом, сейсмическая активность, связанная с закачкой жидкости, в рассматриваемой модели выше, чем условная «естественная» сейсмическая активность.

Любопытным является сопоставление временного развития сейсмической активности для случаев «естественной» и «индуцированной» сейсмичности (рис. 3). В зависимости от жесткости межблоковых связей может наблюдаться как постепенный спад сейсмической активности после начального увеличения, вызванного закачкой

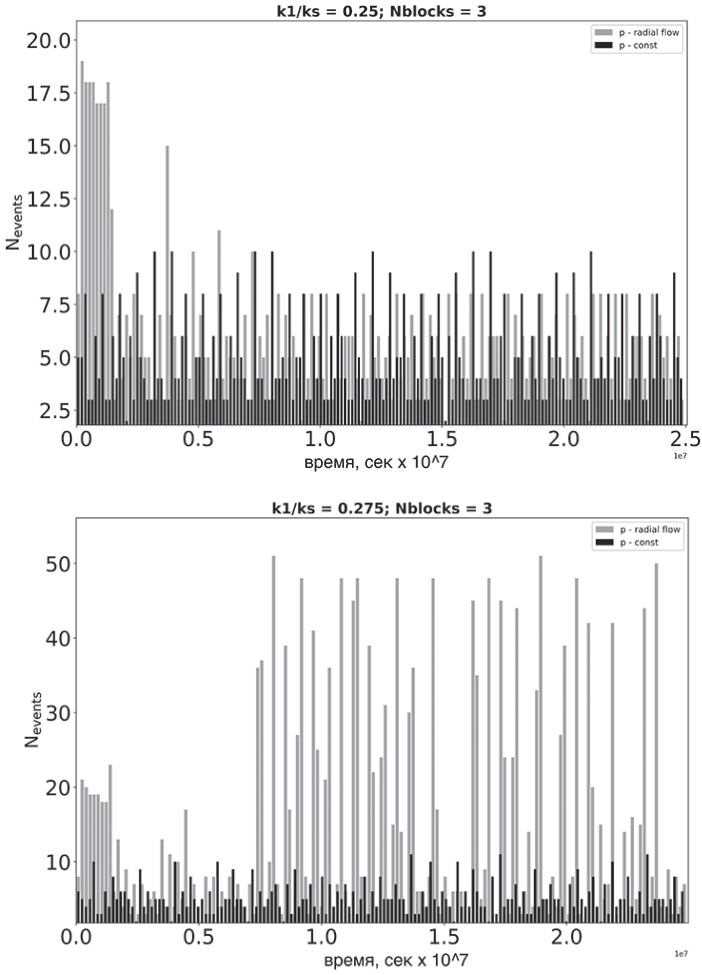


Рис. 3. Изменение сейсмической активности для «естественного» (темные столбики) и «индуцированного» (светлые столбики) случаев

жидкости (рис. 3, а), так и возрастание активности индуцированной сейсмичности спустя некоторое время после прекращения роста порового давления (рис. 3, б).

Сопоставление расчетов с сейсмичностью в районе Базельского проекта

Проект по производству геотермальной энергии в городе Базель был запущен в 2006 году [Häring et al., 2008; Dinske, 2010]. В период между маем и октябрем была пробурена скважина на глубину около 5 км. 2 декабря началась интенсивная закачка воды на глубину более 4 км. Планировалось проводить закачку в течение 21 дня, но в первые шесть дней было отмечено резкое возрастание сейсмической активности, произошли землетрясения с магнитудой M_L = 2,6, и закачку было решено прекратить. Спустя пять часов после остановки закачки произошло сейсмическое событие с магнитудой M_L = 3,4, в течение следующего года было зафиксировано более 3700 событий.

Для целей настоящей работы будем считать, что резервуар обладает пористой проницаемостью, но для учета эффекта увеличения проницаемости естественных трещин вследствие увеличения давления, предположим, что, начиная с некоторого давления, проницаемость в рассматриваемой точке растет пропорционально давлению.

Начальное давление, при котором начинается раскрытие трещин, можно оценить по динамике давления и расхода жидкости при закачке. Из графиков рис. 4, а

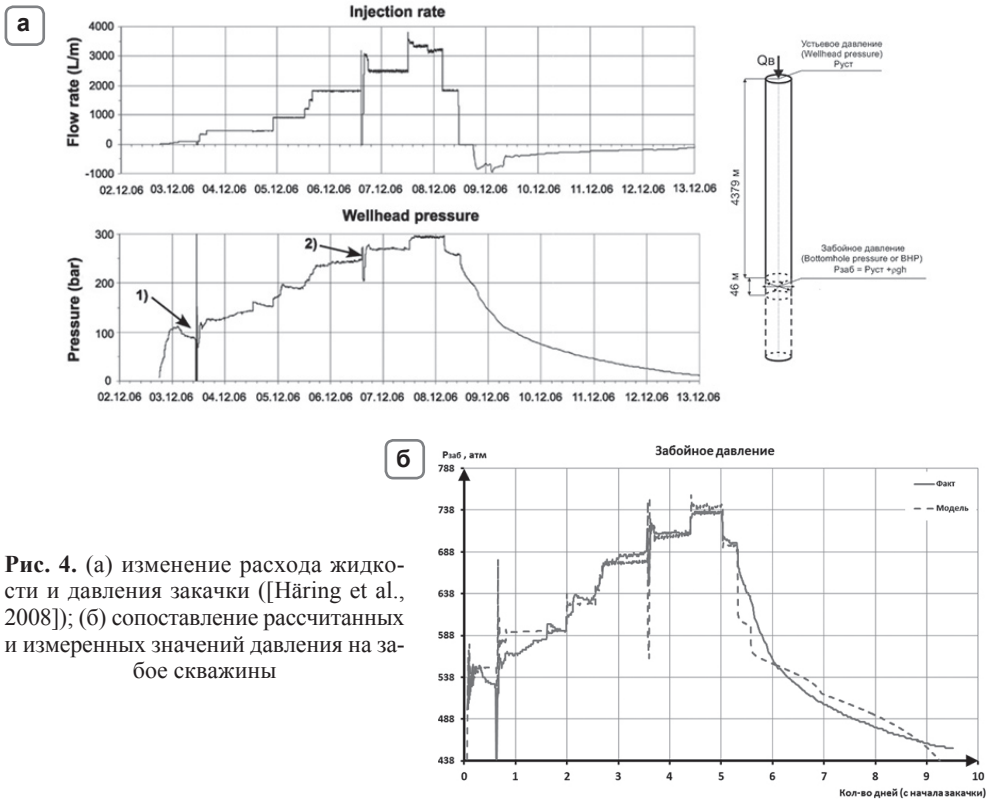


Рис. 4. (а) изменение расхода жидкости и давления закачки ([Häring et al., 2008]); (б) сопоставление рассчитанных и измеренных значений давления на забое скважины

видно, что на начальном этапе закачки при постоянном расходе устьевое давление уменьшается; это объясняется увеличением проницаемости породы возле скважины, вызванном увеличением раскрытия трещин. Таким образом, раскрытие трещин начинается при устьевом давлении около 100 атм, соответствующее забойное давление составляет 520 атм. На рис. 4, б показана динамика давления на забое скважины, рассчитанная для роста проницаемости в 230 раз по отношению к начальной. Полученная кривая согласуется с данными измерений.

Алгоритм расчета сейсмичности, вызванной закачкой жидкости, рассмотрен в работе [McClure, 2012]. Индуцированные закачкой сейсмические события связывались с существующей естественной трещиноватостью. Каждая трещина представлена в виде сегмента из трех блоков. Для крайних двух выполняется соотношение $a > b_1 + b_2$, для среднего блока $a < b_1 + b_2$; так же вводится дополнительное слагаемое, учитывающее динамическую вязкость контакта [Будков, Кочарян, 2016]. На основе анализа данных диапазон начальной разности между касательным напряжением вдоль берега трещин и силой трения на единицу площади был оценен как $\Delta\tau = 60 \div 106$ атм. Для каждой трещины значение бралось случайным образом из данного промежутка. Параметры закона трения для трещин были взяты практически одинаковыми. Отличие в их значениях не превышало 5% относительно среднего значения. Трещины распределены по расчетным ячейкам центральной плоскости, проходящей через скважину, случайным образом, площадь каждого сегмента равна площади соответствующей ячейки.

После расчета движения по трещинам в соответствии с законом rate-state выделялись случаи срывов, рассматриваемых как сейсмические события; совпадающие по времени события в близких ячейках расчетной сетки рассматривались как одно крупное событие. Сейсмический момент события рассчитывался по формуле:

$$M_0 = GS\Delta x,$$

где G – модуль сдвига, S – площадь поверхности трещины, Δx – смещение по трещине при срыве. По значению сейсмического момента оценивалась соответствующая магнитуда:

$$M_w = \frac{\lg(M_0)}{1{,}5} - 6{,}06.$$

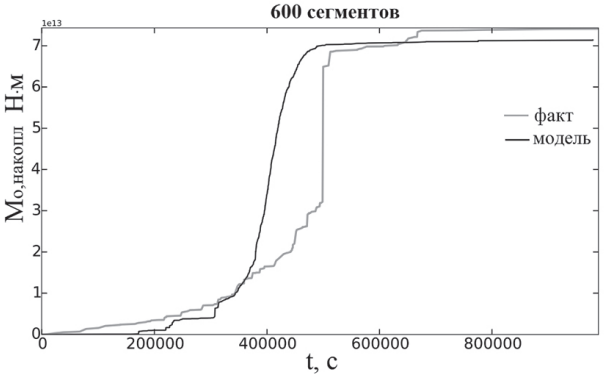


Рис. 5. Сопоставление кумулятивного сейсмического момента для фактического и смоделированного каталогов событий

Результаты вычислений накопленного сейсмического момента для 600 сегментов показаны на рис. 5. В целом, модель достаточно хорошо качественно и количественно воспроизводит фактические данные. Для расчетной сейсмичности наблюдается рост накопленного момента в узкий интервал времени, но, по сравнению с реальными данными, этот рост более плавный и заканчивается несколько раньше.

Обсуждение результатов

Предложенная более 30 лет назад модель трения rate-state является эмпирической и основана на экспериментальных данных. Сложности переноса расчетов по этой модели связаны с отсутствием возможностей проводить в натурных масштабах исследования, соответствующие лабораторным экспериментам, а также с недостаточным физическим обоснованием именно данного вида изменения силы трения в зависимости от времени и скорости перемещения трущихся поверхностей. Вместе с тем оказалось, что решения предложенного уравнения, особенно для многоблочных систем, позволяют проводить аналогии с генерацией сейсмических событий в ходе деформационных процессов в сложных нелинейных геофизических системах. В определенных диапазонах значений параметров уравнений rate-state их решения приобретают вид детерминированного хаоса с небольшими значениями корреляционной размерности, что характерно, главным образом, для индуцированной сейсмичности [Турунтаев и др., 2012]. Поэтому данная модель является наиболее широко используемой не только для описания наблюдений за вариациями сейсмического режима, но и для прогноза развития сейсмической активности при воздействии на недра.

Вопрос о количестве параметров состояния скользящих поверхностей (интерпретируемых, обычно, как характерные размеры неровностей), которое следует использовать в модели, остается дискуссионным. Подавляющее большинство исследователей использует однопараметрический вид уравнения rate-state, в некоторых работах (в том числе в настоящей) применяется двухпараметрическая форма этого уравнения, еще реже – многопараметрические варианты. Наиболее логичным было бы предположить существование иерархии характерных размеров неровностей контактов в некотором диапазоне размеров, зависящих от линейного размера разлома. Такие работы авторам неизвестны. Другим вариантом согласования модели и экспериментальных данных является введение в уравнение rate-state вязкостного члена, зависящего от свойств материала, заполняющего разлом [Будков, Кочарян, 2016]. Добавление такого члена в уравнение, используемое в настоящей работе, позволило более адекватно описать процесс генерации сейсмических событий при закачке жидкости в ходе реализации Базельского проекта.

Наблюдаемые в настоящей работе отличия модельных и наблюдавшихся сейсмических режимов могут быть объяснены двумя факторами:

1. Применявшаяся модель фильтрации, в которой для имитации раскрытия трещин вводится эффективная проницаемость, является упрощенной и не отражает всех характеристик фильтрации жидкости в коллекторах с преобладающей трещинной проводимостью (наличие дальней гидродинамической связи для одних точек или направлений и отсутствие ближней связи для других, неоднородность течения).

2. Применявшееся условие возникновения сейсмичности так же является упрощенным. В частности, не учитывается изменение напряженно-деформированного состояния вследствие упругого влияния трещин.

Тем не менее, полученные результаты могут быть использованы для построения реалистичных сценариев развития сейсмической активности в районах воздействия на подземные флюидные системы.

Заключение

В качестве модели сейсмических явлений, возникающих при закачке жидкости в подземное пространство, рассмотрена многоблочная слайдер-модель, трение в которой описывается двухпараметрическим законом типа rate-state. Решается связная задача об изменении порового давления в зоне разлома и изменении состояния скольжения по разлому. Определено влияние переменных, входящих в закон трения rate-state, на параметры скольжения (суммарное количество событий, максимальный сейсмический момент, суммарный сейсмический момент), определены условия возникновения хаотического режима скольжения. Показано, что, возмущение в виде изменения порового давления может привести к серии срывов (аналог серии сейсмических событий). При изменении параметров модели можно получить как случай быстрого роста сейсмической активности после начала закачки, так и ситуацию, когда основные сейсмические события происходят уже после окончания роста порового давления.

Полученные результаты могут быть использованы для построения реалистичных сценариев развития сейсмической активности в районах воздействия на подземные флюидные системы. Расчеты, выполненные с использованием характеристик пород и условий закачки в ходе реализации Базельского геотермального проекта, позволили получить результаты, качественно и количественно близкие с наблюдавшейся сейсмичностью.

Работа выполнена по Госзаданию (тема № 0146-2014-0012), при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00869) и Программы Президиума РАН I.15П.

Литература

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная // М. : ИДГ РАН, 2015. – 364 с.

Будков А.М., Кочарян Г.Г. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть 3. Численное моделирование // Физ. мезомех. 2016. Т. 19. № 3. С. 86–92.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов // М. : ГЕОС. 2016. – 424 с.

Турунтаев С.Б., С.В. Ворохобина, О.Ю. Мельчаева. Выявление техногенных изменений сейсмического режима при помощи методов нелинейной динамики // Физика Земли. 2012. № 3. С. 52–65.

Abe Y., Kato N. Intermittency of earthquake cycles in a model of a three-degree-of-freedom spring-block system // Nonlin. Processes Geophys., 2014, 21, p. 841–853, doi:10.5194/npg-21-841-2014.

Abe Y. and Kato N. Complex Earthquake Cycle Simulations Us- ing a Two-Degree-of-Freedom Spring-Block Model with a Rate- and State-Friction Law // Pure Appl. Geophys. 2013, 170, p. 745–765, doi:10.1007/s00024-011-0450-8.

Bommer J.J., Oates S.J., Cepeda M., Lindholm C., Bird J., Torres R., Marroquín G., Rivas J. Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project // Engineering Geology, 2006, 83, p. 287–306.

Burridge R., Knopov L. Model and theoretical seismicity // Bull. Seism. Soc. Amer. 1967, 67, p. 341–371.

Dieterich J.H. Earthquake nucleation on faults with rate and state-dependent friction // Tectonophysics, 1992, 211, p. 115–134, doi:10.1029/96JB00529.

Dinske C. Interpretation of fluid induced seismicity and hydrocarbon of Basel and Cotton Valley // Doctoral dissertation, Free University of Berlin, 2011.

Ellsworth W., Llenos A., McGarr A., Michael A., Rubinstein J., Mueller C., Petersen M., Calais E. Increasing seismicity in the U.S. midcontinent: Implications for earthquake hazard // The Leading Edge, 2015, 34(6), p. 618–626, doi:10.1190/tle34060618.1.

Ellsworth W.L. Injection-induced earthquakes // Science, 2013, pp. 341, 142.

Erickson B., Birnir B., Lavalle D. A model for aperiodicity in earthquakes // Nonlinear Processes in Geophysics, 2008, 15(1), 1–12, doi:10.5194/npg-15-1-2008.

Gu J.C., Rice J.R., Ruina A.L., and Tse S.T. Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate- and-state dependent friction // J. Mech. Phys. Solids, 1984, 32, p. 167–196, doi:10.1016/0022-5096(84)90007-3.

Haring M., Schanz U., Dyer B. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system // Geothermics 2008, 37 (5), p. 469-495, doi:10.1016/j.geothermics.2008.06.002

Hobbs B.E. Chaotic behaviour of frictional shear instabilities // Rockbursts and Seismicity in Mine, 1990, Mineapolis, p. 87–91.

McClure M.W. Modeling and characterization of hydraulic stimulation and induced seismicity in geothermal and shale gas reservoirs : doctoral dissertation, Stanford University, 2012.

Nicholson C., Wesson R.L. Earthquake hazard associated with deep well injection. A Report to the US Environmental Protection Agency // US Geological Survey Bulletin, 1991. – 74 p.

Shapiro S.A., Dinske C, and Langenbruch C. Seismogenic index and magnitude probability of earthquakes induced during reservoir fluid stimulations // The Leading Edge, March, 2010, p. 304–309.

Wiemer S. Induced Seismicity in Switzerland: An update and outlook // Induced seismicity workshop, Davos, 2017.

Turuntaev S.B., Eremeeva E.I., Zenchenko E.V. Laboratory study of microseismicity spreading due to pore pressure change // Journal of Seismology, 2013, 1, DOI 10.1007/s10950-012-9303-x.

Turuntaev S., Melchaeva O. and Zenchenko E. Formation Fracturing by Pore Pressure Drop (Laboratory Study) // Effective and Sustainable Hydraulic Fracturing. Andrew P. Bunger, John McLennan and Rob Jeffrey (Ed.), ISBN 978-953-51-1137-5, InTech, 2013. DOI: 10.5772/45724

УДК 550.3

УНИВЕРСАЛЬНЫЙ ПРЕДВЕСТНИК КАТАСТРОФ – ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ

В.Н. Сергеев

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Универсальный предвестник катастроф (замедление скорости восстановления состояния системы после воздействия при приближении состояния системы к порогу неустойчивости) предваряет катастрофические изменения состояния различных систем. Критическое замедление сопровождается увеличением «памяти» (что отражается в автокорреляции) и дисперсии в стохастически индуцированных колебаниях состояний системы. При приближении к порогу неустойчивости уменьшается частота и увеличивается амплитуда волновых движений, вызванных внешним воздействием. Последнее обстоятельство приводит к тому, что эти волновые движения могут являться триггером катастрофического события.

Введение

При всем многообразии катастрофических событий в различных системах существуют явления предшествующие, по крайней мере, многим из них. Таким явлением оказывается «критическое замедление» перед катастрофой [Гилмор, 1984; Дубровский и Сергеев, 2004; Scheffer et al., 2012; Руманов, 2013]. В [Дубровский и Сергеев, 2004] приводится следующая формулировка этого утверждения. Если система имеет при некотором наборе характеризующих ее критических параметров положение неустойчивого равновесия, разделяющего области значений параметров, соответствующих устойчивому и неустойчивому состоянию системы, то в устойчивой области будут возникать при внешнем воздействии волны, частота которых должна стремиться к нулю по мере приближения системы к критическому положению неустойчивого равновесия при конечных размерах волновых возмущений.

Согласно такому принципу катастрофа должна предваряться медленными волновыми изменениями некоторых, характеризующих состояние системы параметров. Частота этих собственных волновых движений очага неустойчивости стремится к нулю по мере приближения к порогу неустойчивости–катастрофы.

В математической теории катастроф [Гилмор, 1984] «критическое замедление» называется одним из «флагов» катастрофы, то есть событием ей предшествующим. Критическое замедление обусловлено близостью системы к точке бифуркации, и оно проявляется в различных системах вне зависимости от последующих событий (разрушения системы или перехода в новое состояние). Исследования предвестников критических переходов, в основе которых лежит критическое замедление перед переходом, проводятся в различных областях: геомеханике [Kong et al., 2015; Ortega et al., 2016], медицине и физиологии [Yang et al., 2016], экологии, климато-

логии и др. [Scheffer et al., 2009; Scheffer et al., 2012]. В [Scheffer et al., 2012] приводится сводка данных по обнаружению (или не обнаружению) предвестников критических переходов в различных системах.

Критическое замедление перед потерей устойчивости

По мере приближения состояния системы к критической точке перехода происходит уменьшение глубины потенциальной ямы в области устойчивого равновесия, что облегчает переход системы в новое состояние за счет случайных воздействий всегда присутствующих в системе. При этом скорость восстановления системы в исходное (до воздействия) состояние уменьшается [Scheffer et al., 2009; Scheffer et al., 2012]. На рис. 1 приведена иллюстрация критического замедления в качестве индикатора того, что система близка к потере устойчивости и, следовательно, может легче быть переведена в альтернативное состояние. Эффект этого замедления может быть выявлен в стохастически индуцированных колебаниях состояний системы как увеличение «памяти» (что отражается в автокорреляции) и дисперсии [Scheffer et al., 2009; Scheffer et al., 2012].

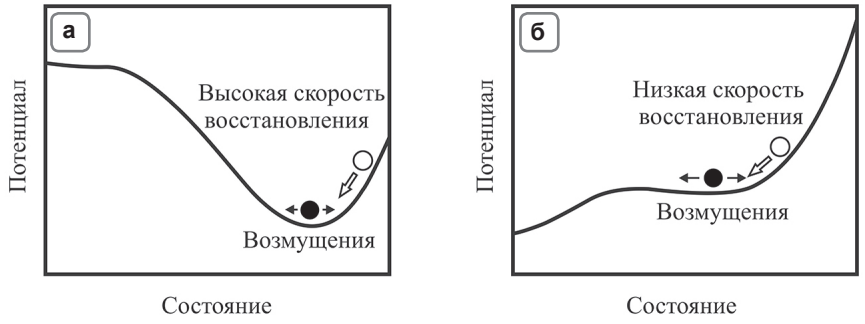


Рис. 1. Изменение формы потенциальной кривой системы по мере приближения состояния системы к критической точке перехода. Состояние системы вдали от критической точки перехода характеризуется высокой скоростью восстановления при малых возмущениях (а); система вблизи критической точки – скорость восстановления состояния системы уменьшается (б)

Приведенные выше результаты были получены при исследовании поведения системы в окрестности точки бифуркации для различных моделей. Для реальных систем выявление предвестников на основе приведенного выше принципа может быть чересчур сложной задачей. Так в [Ramos, 2010] отмечено, что для землетрясений критическое замедление может не являться хорошим прогностическим признаком. В тоже время в [Соболев, 2003] при анализе каталога землетрясений Камчатки за период 01.01.1962–11.03.2003 гг. обнаружен эффект возникновения периодических колебаний сейсмической интенсивности в диапазоне 0,6–1,8 года за несколько лет до землетрясений с магнитудами больше 7. Колебания проявлялись в областях с линейными размерами порядка 100 км, включающими очаги этих землетрясений. Выявлено закономерное смещение максимумов спектра в сторону более низких частот по мере приближения момента сильного землетрясения.

Критическое замедление и триггерные эффекты

Уменьшение частоты собственных волновых движений очага неустойчивости при приближении к порогу катастрофы может быть использовано при исследовании триггерных эффектов в геосистемах. Сами по себе эти волновые движения могут являться триггером катастрофы. Как следствие система может переходить в неустойчивое состояние до достижения критических значений определяющих параметров. Важным обстоятельством здесь является то, что при стремлении к нулю частоты волновых возмущений по мере приближения системы к критическому положению неустойчивого равновесия размеры волновых возмущений остаются конечными и их амплитуда увеличивается. Показательным в этом отношении является анализ развития ситуации при катастрофическом событии на Саяно-Шушенской ГЭС [Руманов, Ваганова, 2011]. События развивались следующим образом. Крышка подшипника турбины вибрировала, затем была сорвана, и в машинный зал хлынула вода. За время наблюдений (около 4,5 мес) среднее значение амплитуды вибраций возросло в три раза, а максимальное – в 15 раз. В отчете Ростехнадзора сообщается, что резонансов обнаружено не было. Значит, различие среднего значения и максимума обусловлено сжатием спектра (так сказать, резонанс на нулевой частоте) [Руманов, Ваганова, 2011].

Возможность наличия триггерных эффектов за счет генерации волновых движений с уменьшающейся частотой по мере приближения к порогу неустойчивости дает полезную информацию при решении проблемы образования планетезималей в планетной космогонии.

Согласно современным представлениям, формирование Солнечной системы началось с гравитационного коллапса фрагмента межзвездного молекулярного облака [Витязев и др., 1990; Chambers, 2014]. Этот процесс привел к образованию Солнца и окружающего его протопланетного диска, состоящего из пыли и газа. Оседание пыли к центральной плоскости протопланетного диска привело к образованию пылевого субдиска, в котором происходило укрупнение пылевых частиц за счет слипания [Сафронов, 1969; Витязев и др., 1990]. Вопрос о формировании достаточно крупных планетезималей (размером ~1 км и более), способных к дальнейшему укрупнению за счет гравитационных сил, остается в настоящее время до конца нерешенным [Зиглина и Макалкин, 2016]. Наиболее приемлемым представляется сценарий образования сгущений в результате гравитационной неустойчивости пылевого субдиска с их превращением в плотные планетезимали в процессе столкновительной эволюции [Сафронов, 1969; Витязев и др., 1990]. В тоже время часто используется альтернативный подход последовательного роста планетезималей за счет слипания частиц. Возможность развития гравитационной неустойчивости в пылевом субдиске до достижения критических значений его поверхностной плотности за счет триггерных эффектов (в частности, связанных с волновыми движениями, предваряющими неустойчивость) является дополнительным аргументом в пользу первого механизма образования планетезималей.

Заключение

При всех ограничениях, связанных со сложностью выделения полезного сигнала в реальных системах, рассматриваемый подход к решению задач исследования

катастрофических событий может быть полезен в различных областях знаний. Наличие триггерных эффектов за счет генерации волновых движений с уменьшающейся частотой по мере приближения к порогу неустойчивости открывает новые возможности при исследовании катастрофических явлений в различных системах. Это относится и к до сих пор до конца не решенной проблеме образования планетезималей в планетной космогонии.

Литература

Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы: Происхождение и ранняя эволюция. М. : Наука. 1990, – 296 с.

Гилмор Р. Прикладная теория катастроф. Т. 1. М. : Мир. 1984. – 350 с.

Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Универсальный предвестник геомеханических катастроф // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 4. С. 479–481.

Зиглина И.Н., Макалкин А.Б. Гравитационная неустойчивость в пылевом слое протопланетного диска: взаимодействие твердых частиц с турбулентным газом в слое // Астрономический вестник. 2016. Т. 50. № 6. С. 431–449.

Руманов Э.Н. Критические явления вдали от равновесия // УФН. 2013. Т. 183. № 1. С. 103–112.

Руманов Э.Н., Ваганова Н.И. Предвестники катастроф // Природа. 2011. № 10. С. 23–25.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М. : Наука, 1969. – 244 с.

Соболев Г.А. Эволюция периодических колебаний сейсмической интенсивности перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2003. № 11. С. 3–15.

Chambers J.E. Planet Formation / Treatise on Geochemistry 2nd Ed., Editors-in-Chief: H. Holland and K. Turekian. Elsevier, 2014, V 2. Planets, Asteriods, Comets and The Solar System P. 55–72.

Kong X., et al. Critical slowing down on acoustic emission characteristics of coal containing methane // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2015. V. 24. P. 156–165.

Ortega J.H., et al. Predictive index for slope instabilities in open mining. 2016. arXiv: 1607.05085v1 [physics.geo-ph].

Ramos O. Criticality in earthquakes. Good or bad for prediction? // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 321–326.

Scheffer M., et al. Early-warning signals for critical transitions // Nature. 2009. V. 461. P. 53–59.

Scheffer M., et al. Anticipating critical transitions // Science. 2012. V. 338. P. 344–348.

Yang D.-P., et al. Wake-sleep transition as a noisy bifurcation // Physical Review E. 2016. V. 94, 022412.

УДК 550.385.3, 550.343

АНАЛИЗ СВОЙСТВ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СРЕДЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ

А.Л. Собисевич[1], Л.Е. Собисевич[1], К.Х. Кануниди[2]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
[2] Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Троицк

Рассмотрены волновые процессы и проанализированы тенденции трансформации волновых движений, имеющих место в неоднородных геологических структурах на этапе развития катастрофических сейсмических событий. На качественно новом уровне изучены отдельные определяющие свойства геологической среды. Построена феноменологическая модель, отражающая изменчивость геофизических полей в окрестностях неоднородных локальных геологических образований на этапе подготовки и в процессе развития катастрофических землетрясений.

Введение

Совершенствование динамических моделей развития катастрофических природных процессов является одной из главных фундаментальных проблем геофизики. Новые методы анализа волновых движений в окрестности ограниченных неоднородных геологических структур расширяют возможности оперативного мониторинга геофизической среды, включая и оценки геоэкологических опасностей. Используя инновационные методы, сегодня удалось выйти на анализ условий формирования крупных геофизических катастроф с использованием данных о гравитомагнитных процессах в окрестности формирующихся очаговых зон [Собисевич и др., 2016]. Имеющиеся научные результаты в будущем могут стать основой решения задач, связанных с определением места и времени возникновения катастрофических сейсмических событий.

В последние годы научный коллектив лаборатории фундаментальных проблем экологической геофизики и вулканологии ИФЗ РАН активизировал работы по совершенствованию технологий мониторинга неоднородных образований в литосфере и других геосферах. Развивались математические модели волновых процессов в геофизической среде с учетом наличия локальных геологических структур [Собисевич, 2010].

Под руководством и при участии профессора В.Н. Николаевского была разработана бифокальная модель очага, включающая зоны дилатансии и компакции [Николаевский, Собисевич, 2015]. Первая зона отвечает признанному набору геофизических «предвестников», а вторая компенсирует изменения объёма трещин. Установлено, что источники глубинных флюидов (радона, водорода и др.) оконтуривают зону дилатансии (начало роста трещин), а гипоцентр главного удара на-

ходится в переходной зоне. Существование двух фокусов в очаге землетрясения подтверждается экспериментально на основе данных дистанционного зондирования. Наблюдаемый процесс неразрывно связан с генерацией наблюдаемых гравитомагнитных возмущений [Собисевич, 2017]. Зафиксированные экспериментально гравитомагнитные возмущения в вариациях магнитного поля Земли в ходе подготовки и развития глубокофокусных и коровых сейсмических событий показали, что они в значительной степени отражают динамику наблюдаемых сейсмогравитационных движений. Этот тип возмущений неразрывно связан с тектоническими и гравитационными перестройками в литосфере и других геосферах. Данные экспериментальных наблюдений гравитомагнитных возмущений позволяют сделать вывод о том, что они наводятся источниками, которые расположены в нижних геосферах Земли [Собисевич, 2013; Fraser-Smith et al., 1990].

В последние годы исследован ряд геофизических и сейсмотектонических процессов, наблюденных в ходе подготовки и развития катастрофического цунамигенного Чилийского землетрясения. Именно изучение этого крупного сейсмического события, в том числе с использованием данных инструментальных наблюдений на базе Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН, позволили более глубоко проникнуть в структуру геодинамических перестроек на всех этапах развития сейсмической катастрофы [Собисевич и др., 2016].

Западное побережье Чили относят к одному из самых активных сейсмических районов Южной Америки. Очаг анализируемого землетрясения (35,909° ю.ш., 72,733° з.д.) располагался в структурах океанского дна в 17 км от прибрежных населенных пунктов Куранипе и Кобкекура, в 150 км на северо-запад от Консепсьона и в 63 км к юго-западу от Каукенеса. Спустя двадцать минут после главного удара морские волны обрушилась на побережье Чили. В период с 04:00 26 февраля по 14:00 28 февраля 2010 года информационно-измерительные комплексы Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН зафиксировали волновые возмущения в геосферах Земли, наведенные этим катастрофическим цунамигенным землетрясением. Одновременно были выделены возмущения, наведенные другими землетрясениями с магнитудами более 5 в выбранном временном интервале (рис. 1).

В анализируемый период (рис. 1) произошло два сейсмических события с магнитудой более 7, и два – с магнитудой около 6. В процессе выполнения исследований все зафиксированные землетрясения были проанализированы. Такой подход обусловлен несколькими причинами. Во-первых, в последние годы международным коллективом ученых разрабатывается научное направление, связанное с изучением сейсмоэлектромагнитных процессов в магнитном поле Земли аппаратурными комплексами, расставленными на поверхности Земли так, что район, где должно произойти сейсмическое событие, оказывается охваченным полностью приборной группой. В этом случае любые электромагнитные, магнитные или гравитомагнитные процессы, зарождающиеся в окрестности будущего землетрясения и приводящие к генерации аномальных магнитных (гравитомагнитных) возмущений, регистрируются. Схема мониторинга развивающихся очаговых зон по методу, разработанному профессором Ю.А. Копытенко и его учениками, приведена на рис. 2 [Копытенко и др., 2000]. Во-вторых, в ИФЗ РАН развивается научное направление, в котором основное внимание отводится изучению локальных гравитомагнитных возмущений в УНЧ диапазоне, предшествующих крупным землетрясениям и регистрируемых в масштабах всей Земли. При этом геофизические информационно-измерительные системы располагаются совершенно произвольно [Собисевич, 2013]. Установлено, что наиболее уверенно гравитомагнитные возму-

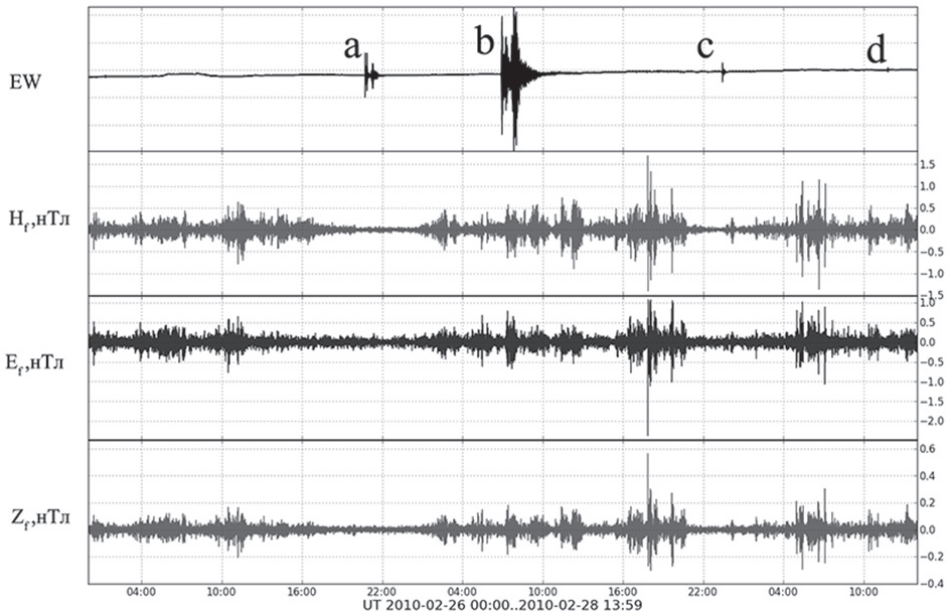


Рис. 1. Сейсмогравитационные процессы в показаниях наклономера восток–запад EW (a, b, c, d) и гравитомагнитные возмущения, зафиксированные магнитными вариометрами.

Здесь: H_f, E_f, Z_f – северная, восточная и вертикальная компоненты вариации магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне 10–300 с. EW – показания наклономера, установленного в азимут восток-запад. На записи отмечены: a) землетрясение в Японии, острова Рюкю (2010-02-26 20:31:23.8), 26,04° с.ш., 128,58° в.д., на глубине 15 км; магнитуда mb 7,1; b) катастрофическое цунамигенное землетрясение у побережья Центрального Чили (2010-02-27 06:34:110), 36,122° ю.ш., 72,898° з.д., на глубине 22,9 км; магнитуда mb 8,7; c) афганское землетрясение, район Гиндукуш (2010-02-27 23:21:11), 35,92° с.ш., 70,13° в.д., на глубине 100 км; магнитуда mb 5,9. d) землетрясение у побережья Центрального Чили (2010-02-28 11:25:34), 34,76° ю.ш., 71,72° з.д., глубина 33 км, магнитуда mb 6,1

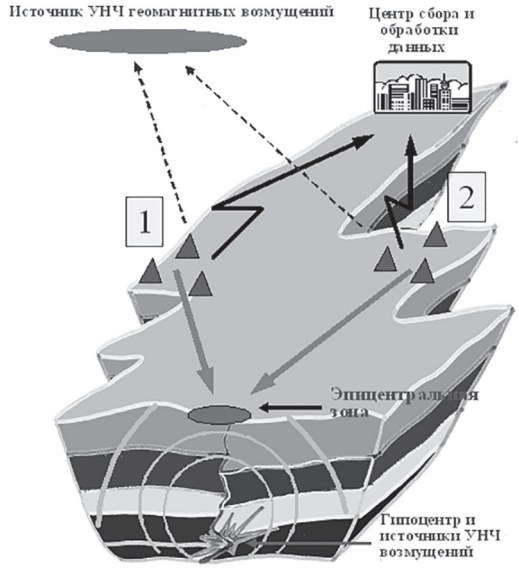


Рис. 2. Схема магнитной локации эпицентра землетрясения: треугольники – магнитные станции, разнесенные на расстояние 3–6 км, расстояние между градиентными точками наблюдений (поз. 1 и 2) – 50–150 км; серые линии – вектора градиентов аномальных УНЧ магнитных возмущений, вычисленные на каждом измерительном пункте [Копытенко и др., 2000]

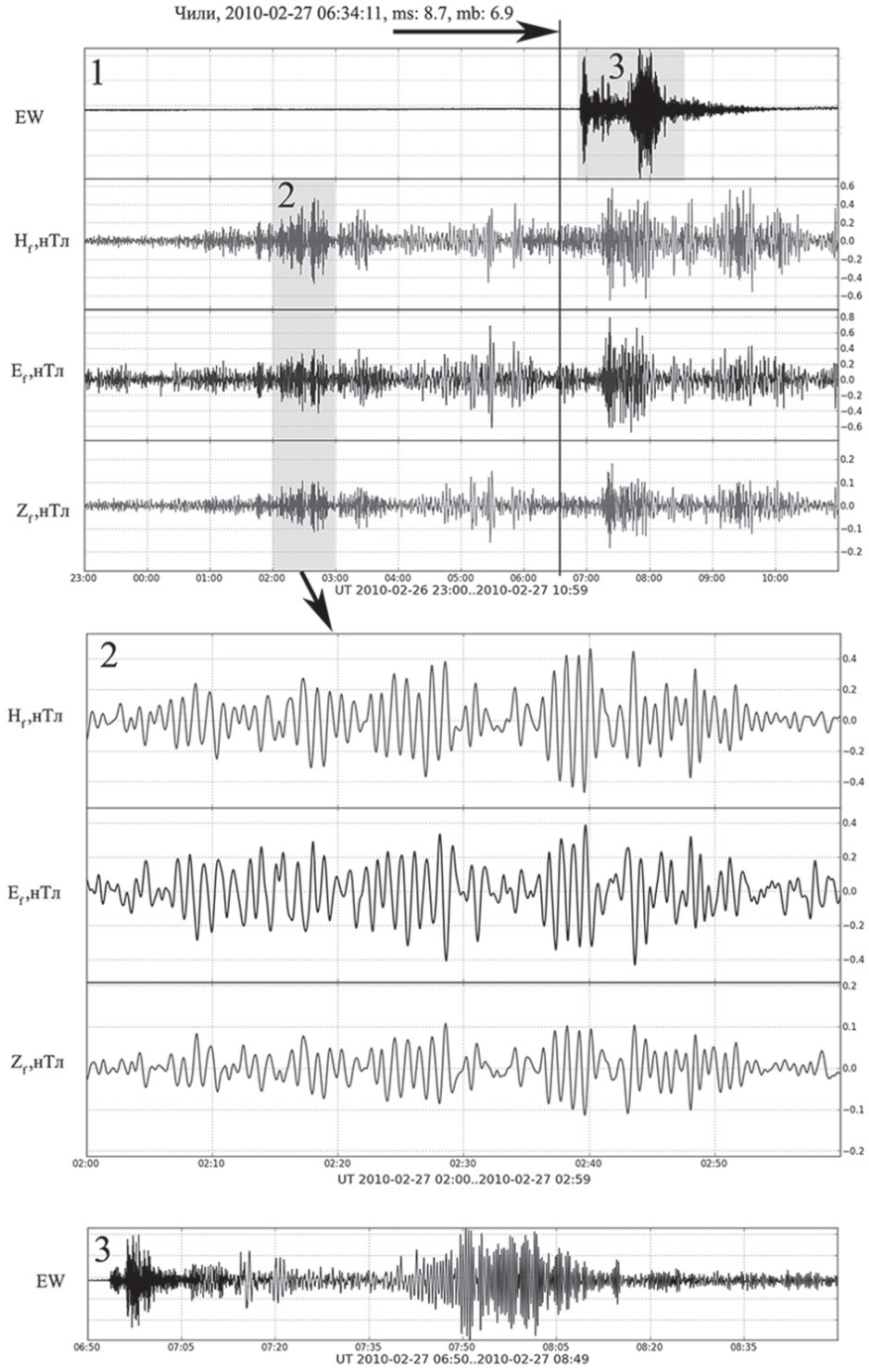


Рис. 3. Побережье Центрального Чили (2010-02-27 06:34:110), 36,122° ю.ш., 72,898° з.д., глубина 22,9 км, ms: 8,7 mb (событие d рис. 1): 6,9. Здесь: EW – Показания наклонометра, установленного в азимуте восток-запад; H_f, E_f, Z_f, – составляющие гравитомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне 10–300 с. Данные научного стационара ИЗМИРАН, п. Карпогоры, Архангельская область

щения, регистрируются за три-четыре часа до главного удара (рис. 3). Анализ морфологических признаков в структуре наблюдаемых волновых форм дает представление о том, где и как развивается очаг.

Обращаясь к Чилийскому цунамигенному землетрясению (рис. 3, п. 1), отметим наличие характерного гравитомагнитного возмущения, появившегося в вариациях магнитного поля Земли, за четыре часа перед главным ударом. Его развернутая структура представлена на рис. 3, п. 2. Следует отметить, что зафиксированные гравитомагнитные сигналы отличаются «квазигармоническими» формами. Это свидетельствует о наличии в развивающейся очаговой зоне низкочастотных (с периодами порядка 100 с и более) сейсмогравитационных процессов, обусловленных движением крупномасштабных геологических отдельностей. Они порождают медленные колебательные движения, в которые вовлечены большие объемы гравитирующих масс геологической среды. Наблюдаемые отдельные гравитомагнитные возмущения затухают, сменяя друг друга. Создается впечатление, что здесь исследователь встречается, в окрестности формирующейся очаговой зоны, с особым типом нелинейных резонаторов, у которых масса и упругость не являются постоянными величинами, а распределены случайным образом в области развивающегося сейсмического очага.

Вывод о наличии масштабных гравитирующих отдельностей в геологической среде, формирующихся при подготовке землетрясения, подтверждается и данными спутниковых наблюдений: гравитационные аномалии регистрируются сразу после землетрясения (рис. 4) [Han, Sauber, Luthcke, 2010].

После сейсмического события к востоку от эпицентра наблюдалась гравитационная аномалия (−5 мГал), основные размеры которой превышали 500 км. Кроме того, по косейсмическим моделям ученым удалось установить, что отрицательное длинноволновое гравитационное возмущение является, в первую очередь, результатом дилатации, развившейся в масштабах больших объемов геологической сре-

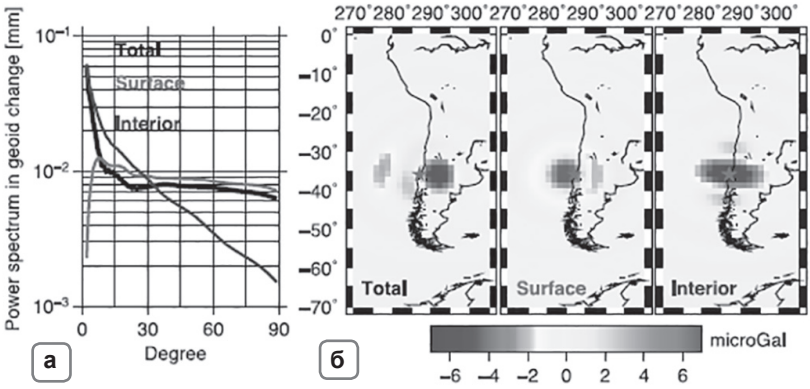


Рис. 4. Изменение силы тяжести по сейсмически построенной конечной модели разлома [Han, Sauber, Luthcke, 2010]. Здесь: (а) – спектр мощности изменений косейсмического геоида из-за деформации поверхности (светло-серый), внутренней части (темно-серый) и общей (черный); (б) – соответствующее пространственное распределение гравитационных изменений.

Видно, что положительная гравитационная аномалия, включает локальные площади, где отмечено поднятие поверхности, а отрицательная аномалия, обусловленная внутренними изменениями, охватывает сушу и акваторию

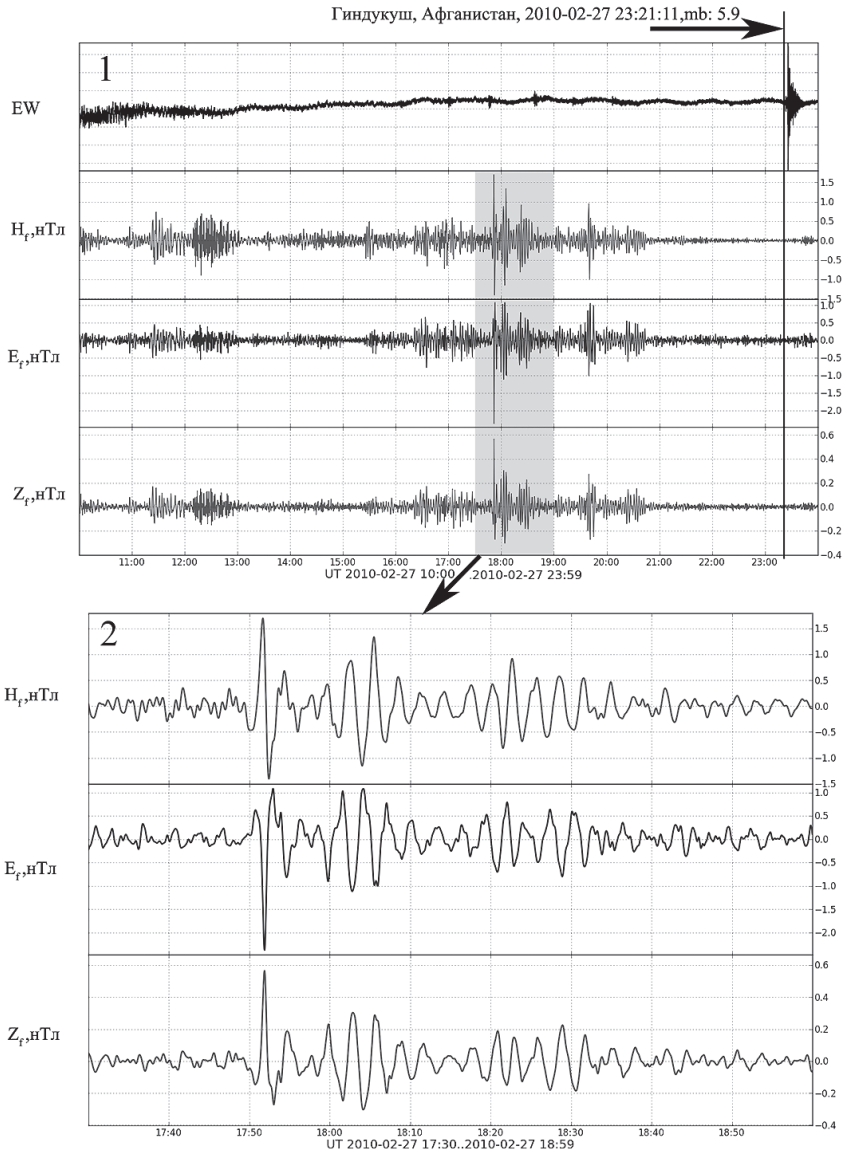


Рис. 5. Землетрясение в Афганистане, район Гиндукуша: 2010-02-27 23:21:11, 35.92° с.ш., 70.13° в.д., глубина 100 км, mb: 5.9

ды, когда в результате имплозий происходила их трансформация. Это и стало причиной масштабного поверхностного оседания. Одновременно по косейсмическим эффектам были получены данные о положительной гравитационной аномалии в прибрежной зоне Чили. Она оказалась меньше по масштабу. Последнее можно понять, если учесть, что изменения силы тяжести, связанные с поднятием поверхности и внутренней деформацией геологических структур в очаговой области имеют противоположные знаки [Han, Sauber, Luthcke, 2010]. По мере приближения главного удара частота гравитомагнитного возмущения не остается постоянной, что свой-

ственно геологическим «резонаторам» с распределенной массой и упругостью. Ее изменение определяется геологическими особенностями (локальной структурой и составом) отдельностей, которые участвуют в подготовке сейсмического события.

Детальный анализ данных натурных наблюдений, полученных на базе Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН и заимствованных нами из обсерваторской сети «Интермагнет», дает основания полагать, что в целом анализируемый геофизический процесс определяется строением геологической среды, в которой формируются определяющие гравитирующие области «резонансного» типа. Об этом можно судить, анализируя волновые формы гравитомагнитных возмущений, которые были зафиксированы в выделенном временном интервале (рис. 5), включая землетрясение в Афганистане, район Гиндукуша, 2010-02-27 23:21:11, 35.92° с.ш., 70.13° в.д., H = 100 км, mb 5,9. Землетрясение в Афганистане произошло на глубине 100 км, когда высокие давления и слабонасыщенные флюидом геологические структуры привели в движение гравитирующие отдельности в области формирующегося очага. Здесь удается четко выделить гравитомагнитный сигнал за четыре часа перед главным ударом.

Заключение

Изучение сейсмических событий в районе Южной Америки и в других районах Земли позволяет говорить о том, что развиваемая в наших работах феноменологическая модель подготовки и развития тектонических землетрясений подтверждается данными натурных наблюдений [Собисевич, 2013].

Сегодня ее можно формулировать следующим образом.

1. Геомагнитное поле Земли откликается на энергетические возмущения, связанные с локальными движениями породы, которые возникают в результате интервенции водорода, гелия и других флюидов в проницаемые структуры геологической среды формирующейся очаговой области. Здесь в окрестности будущего очага спонтанно возникают масштабные сейсмогравитационные движения геологических отдельностей, которые становятся главными причинами появления УНЧ аномальных гравитомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли.

2. Локальные водородно-гелиевые образования в геологической среде ответственны за зарождение мягких «имплозий». Кроме того, развивающиеся сейсмогравитационные процессы определяют силу прямого гравитационного воздействия на энергонасыщенные образования в верхних и нижних геосферах Земли. Формирующиеся масштабные (согласно наблюдениям, более чем 100×50×50 км) гравитирующие объемы геологической среды, вовлеченной в подготовку сейсмической катастрофы, являются, в конечном итоге, главной причиной наведенных гравитомагнитных возмущений. Эти сейсмогравитационные процессы в районе формирующейся очаговой области естественно связывать с прямым воздействием на вмороженные магнитные поля, кольцевые токи в окрестности ядра и, опосредованно, за счет наведенных, в том числе и инфразвуковых полей, на магнитосферу Земли.

3. На заключительном этапе формирования очаговой области имплозии формируют плоскость разрыва (сдвига), а затем сейсмический процесс развивается уже по классическим схемам, принятым сегодня в сейсмологии.

Таким образом, анализ сейсмогравитационных и гравитомагнитных процессов дает основания утверждать, что именно имплозии и другие геолого-геохимические процессы, связанные с интервенцией водородно-гелиевых флюидов в геологические

структуры, определяют масштабы наблюдаемых перестроек в окрестности развивающейся очаговой области. Они формируют характерные отдельные локальные сейсмогравитационные образования, которые ответственны за генерацию аномальных гравитомагнитных возмущений. Эти возмущения регистрируются только в период подготовки сейсмического события.

Неоднородные сейсмогравитационные образования, которые случайным образом распределены в объеме геофизической среды, не только формируют очаговую область, но и определяют развивающийся сейсмический процесс в целом от начала до конца, включая все многообразие форшоковых и афтершоковых явлений. При этом структура аномальных возмущений всецело зависит от характерных размерений и внутреннего строения флюидонасыщенных локальных отдельностей в окрестности формирующегося очага.

Проведенный анализ обсерваторских наблюдений позволяет подытожить сформулированную гипотезу, согласно которой в подготовке и развитии землетрясений, вулканических процессов и других сейсмических явлений определяющая роль должна отводиться флюидной (водородно-гелиевой) активности Земли, когда восходящие струи агрессивного атомарного водорода взаимодействуют с геологической средой в окрестности будущей очаговой области. Эти процессы являются причиной мягких имплозий и других воздействий, что приводит к быстрой спонтанной трансформации больших объемов геофизической среды в нижних геосферах.

Таким образом, на основе анализа экспериментальных данных, полученных на базе Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН, удалось проанализировать характерные тенденции в развитии волновых движений гравитирующих геологических отдельностей и сопутствующих гравитомагнитных возмущений, имеющих место в слоистых неоднородных геологических структурах на всех этапах подготовки крупных катастрофических землетрясений.

Развиваемые подходы в части анализа волновых флюидо-динамических процессов в геофизической среде с учетом наличия структур дилатансного типа, позволят выходить на построение нового класса геофизических информационно-измерительных систем. Эти системы должны: *регистрировать характерные гравитомагнитные возмущения перед крупным сейсмическим событием; определять направление на источник возмущения*.

Создание таких аппаратурных комплексов позволит вплотную приблизиться к решению проблемы краткосрочного прогноза крупных сейсмических катастроф.

Литература

Николаевский В.Н., Собисевич Л.Е. Природа бифокального очага землетрясения и предвестники удара // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 4. С. 51–74.

Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Копытенко Е.А., Воронов П.М., Зайцев Д.Б. Магнитная локация источников геомагнитных возмущений // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 5. С. 685–687.

Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Т. 1. М. : ИФЗ РАН. 2012. – 510 с.

Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Т. 2. Северокавказская геофизическая обсерватория. Создание, анализ результатов наблюдений. М. : ИФЗ РАН. 2013. – 512 с.

Собисевич Л.Е., Старостенко В.И., Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Канониди К.Х., Кендзера А.В., Орлюк М.И. Аномальные геофизические и сейсмотектонические процессы, наблюдавшиеся в период подготовки и развития землетрясения с магнитудой 8,8 в Мауле 2010 г. (Чили) // Геофизический журнал. 2016. Т. 40. № 6. С. 25–3.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди К.Х., Лиходеев Д.В. О гравимагнитных возмущениях, предваряющих сейсмические события // ДАН. 2017, том 475, № 4, с. 444–447.

Fraser-Smith A.C., Bernardi A., McGill P.R., Ladd M.E., Helliwell R.A., Villard Jr. O.G. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake // Geophys. Res. Lett. V. 17. P. 1465–1468. 1990.

Han S.C., Sauber J., Luthcke S. Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution // Geophys. Res. Lett. 37, L23307. 2010.

УДК 550.340

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ТЕОРИИ КАТАСТРОФ

С.А. Арсеньев

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

Теория фрикционных землетрясений и тектонического тремора, предложенная ранее [Арсеньев, 2014; 2015; 2017], анализируется методами теории катастроф. Получены формулы для расчётов и исследований.

Введение

Согласно определению [Арсеньев, 2017], землетрясение – это колебания поверхности Земли во время синергетических подвижек относительно друг друга отдельных элементов геологической среды различного масштаба, происходящих вдоль вновь возникающих или уже сформировавшихся активных разломов. Сильные землетрясения являются типичными катастрофами, потому что возникают внезапно и приводят к человеческим потерям и большому экономическому ущербу. Во второй половине XX века математики разработали специальные методы для исследования катастроф [Арнольд, 2009; Малинецкий, 2015], получившие общее название – теория катастроф. Согласно этой теории, катастрофа определяется как резкое, скачкообразное изменение состояния исследуемой системы, возникающее при плавном изменении её внешних управляющих параметров. Яркий пример катастрофы – мощная горная лавина, которая может быть вызвана скольжением по склону горнолыжника, или даже небольшого снежного комка.

В настоящее время теория катастроф – это хорошо разработанный раздел математического анализа, основанный на теории особенностей гладких отображений

Х. Уитни и теории бифуркаций А. Пуанкаре и А.А. Андронова. Название введено Р. Томом в 1972 году [Арнольд, 2009]. Иногда катастрофой называют потерю устойчивости динамической системы [Арсеньев, 2017]. Поэтому теория катастроф должна определить область существования катастрофической системы и границы её устойчивости. Главная задача теории – получение нормальной формы исследуемого объекта в виде дифференциального уравнения или отображения в окрестности особой «точки катастрофы», которое и описывает поведение системы при переходе через эту точку. Мощный аппарат новой теории позволяет исследовать такие сложные явления как каустики или радуга в физике, разрушение инженерных конструкций в строительной механике, устойчивость кораблей, поведение в этологии, изучающей инстинкты, клеточный морфогенез в биологии и даже такие социальные явления как бунты в тюрьмах или обвалы фондовых рынков. Успехи теории катастроф делают актуальной задачу применения методов этой теории и для анализа процессов возникновения землетрясений.

Постановка задачи

Рассмотрим сейсмически активный разлом, один из берегов которого движется относительно другого со скоростью v_0 [Арсеньев, 2014; 2015; 2017]. Это движение может возникнуть во время подвижки при образовании нового разлома, активизации старого разлома или существовать постоянно в виде очень медленного крипа, как это имеет место в сейсмофокальных зонах субдукции Заварицкого–Беньёфа. На рис. 1 показана соответствующая геомеханическая модель: блок с массой m лежит на движущемся со скоростью v_0 основании. Упругое взаимодействие с соседними блоками в разломе показано в виде пружин с жесткостью k_1 и k_2. Обозначая результирующий коэффициент упругости буквой k и смещение блока буквой x, запишем уравнение движения блока в виде

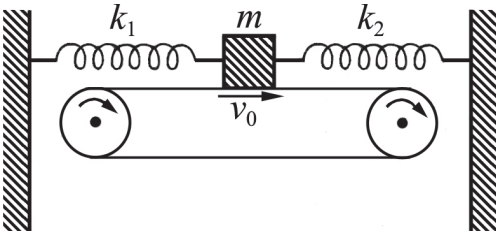


Рис. 1

$$mx_{tt} + hx_t + kx = F, \tag{1}$$

где индексом t обозначены производные по времени t. Сила трения F, действующая на блок, зависит от многих факторов, рассмотренных в работе [Арсеньев, 2017]. Наиболее существенной с точки зрения колебаний является зависимость этой силы от относительной скорости $V = v_0 - x_t$, обнаруженная Шарлем Кулоном [Крагельский и Щедров, 1956]. Её можно описать с помощью закона трения Леонардо да Винчи

$$F = \mu G, \tag{2}$$

в котором $G = mg$ – вес блока. Коэффициент трения μ зависит от скорости V в соответствии с гиперболическим законом

$$\mu = \frac{p - b}{1 + \beta V}. \tag{3}$$

Он был предложен Боше–Петровым по результатам многочисленных экспериментов с тормозами железнодорожных составов весом несколько тысяч тонн, причём Н.П. Петров составил для определения коэффициентов p, b и β специальные таблицы [Крагельский и Щедров, 1956]. Мы проверили формулу Боше–Петрова на данных лабораторных экспериментов с блоками горных пород, опубликованных в монографии [Scholz, 2002]. Они показаны на рис. 2 кружками, квадратиками, треугольниками, ромбами с указанием авторов измерений. Здесь же приведены две кривые построенные нами. Кривая 1 была рассчитана по формуле (3) при $p = 0{,}620$, $b = 0{,}540$, $\beta = 0{,}166$ с/микрометр, а кривая 2 – при $p = 0{,}625$; $b = 0{,}585$, $\beta = 0{,}30$ с/микрометр. Разброс точек измерений связан с зависимостью коэффициентов в формуле (3) от наличия смазки, температуры, электропроводности и других факторов. Тем не менее, диапазон изменения коэффициентов p, b, β в лабораторных опытах оказался небольшим. Из рис. 2 мы видим, что, слегка варьируя эти коэффициенты можно добиться хорошего соответствия формулы (3) с данными измерений. Таким образом, формула Боше–Петрова (3) позволяет решить задачу определения колебаний блока в активном разломе в моменты времени соответствующие движению одного края разлома, относительно другого.

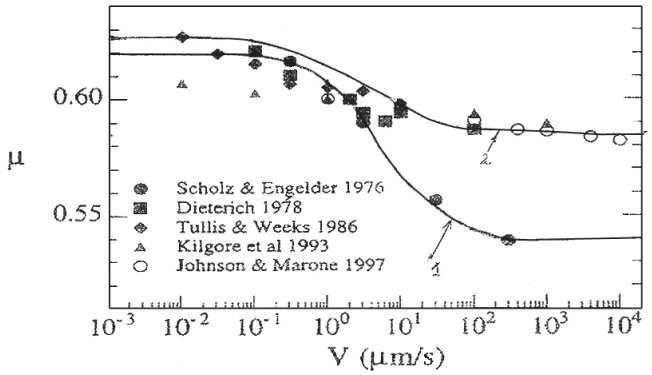


Рис. 2

Введем безразмерное время $\tau = \omega_0 t$, частоту собственных колебаний блока $\omega_0 = (k/m)^{1/2}$ [Арсеньев, 2014]**,** безразмерное демпфирование колебаний $\delta = h/(m\omega_0)$, безразмерную относительную скорость $W = \beta V$, масштаб силы $F_* = m\omega_0/\beta$ и безразмерную координату $\xi = x\omega_0\beta$. Тогда уравнение (1) можно записать, учитывая формулы (2), (3) в безразмерном виде:

$$\xi_{\tau\tau} + \delta\xi_\tau + \xi = bN + \frac{rN}{1+W}. \qquad (4)$$

Здесь $r = p - b$, $N = G/F_*$ – безразмерная нагрузка. Введем новую координату $y = \xi - bN$. Тогда уравнение (4) принимает вид

$$y_{\tau\tau} + \delta y_\tau + y = \frac{rN}{1+W}. \qquad (5)$$

Относительную скорость $V = v_0 - x_\tau$ можно считать малой величиной, так как она является разностью двух близких по порядку величин v_0 и x_τ. Поскольку величина β также меньше единицы (в приведенных выше примерах β изменяется от 0,1 до 0,6),

то малой величиной является и безразмерная относительная скорость $W = \beta(v_0 - x_t) = s - y_\tau$, где $s = \beta v_0$ – безразмерная скорость движения края разлома. Таким образом, естественно разложить функцию трения в ряд Тейлора по малому параметру W

$$(1 + W)^{-1} = 1 - W + W^2 - W^3 + W^4 - W^5 + \ldots \quad (6)$$

Подставляя разность $W = s - y_\tau$ в формулу (6) и уравнение (5) получим

$$y_{\tau\tau} + y = \varepsilon\kappa_0 + \varepsilon\left[\left(\kappa_1 - \frac{\delta}{\varepsilon}\right)y_\tau + \kappa_2 y_\tau^2 + \kappa_3 y_\tau^3 + \kappa_4 y_\tau^4 + \kappa_5 y_\tau^5\right], \quad (7)$$

где коэффициенты

$$\kappa_0 = 1 - s + s^2 - s^3 + s^4 - s^5, \quad (8)$$

$$\kappa_1 = 1 - 2s + 3s^2 - 4s^3 + 5s^4, \quad (9)$$

$$\kappa_2 = 1 - 3s + 6s^2 - 10s^3, \quad (10)$$

$$\kappa_3 = 1 - 4s + 10s^2, \quad (11)$$

$$\kappa_4 = 1 - 5s, \quad (12)$$

$$\kappa_5 = 1 \quad (13)$$

зависят только от скорости края разлома **s** и введено обозначение $\varepsilon = rN$. Наконец, заменяя y на новую переменную $z = y - \varepsilon\kappa_0$, приводим уравнение (7) к нормальной форме

$$z_{\tau\tau} + z = \varepsilon\left[\left(\kappa_1 - \frac{\delta}{\varepsilon}\right)z_\tau + \kappa_2 z_\tau^2 + \kappa_3 z_\tau^3 + \kappa_4 z_\tau^4 + \kappa_5 z_\tau^5\right]. \quad (14)$$

Решение задачи

Уравнение (14) существенно нелинейно и выписать его точное решение затруднительно. Тем не менее, мы можем его решить приближенно, с достаточной для практики точностью, используя метод медленно меняющихся амплитуд, хорошо известный и обоснованный в теории нелинейных колебаний и волн. Согласно этому методу решение уравнения (14) записывается в виде

$$z = \alpha(\tau)\cos[\tau + \theta(\tau)]. \quad (15)$$

Входящие в (15) амплитуда $\alpha(\tau)$ и фаза $\theta(\tau)$ должны удовлетворять двум уравнениям

$$\alpha_\tau = -\varepsilon \sin(\tau + \theta) f(z_\tau), \quad (16)$$

$$\alpha\,\theta_\tau = -\varepsilon \cos(\tau + \theta) f(z_\tau), \quad (17)$$

в которых введено обозначение

$$f(z_\tau) = \left(\kappa_1 - \frac{\delta}{\varepsilon}\right)z_\tau + \kappa_2 z_\tau^2 + \kappa_3 z_\tau^3 + \kappa_4 z_\tau^4 + \kappa_5 z_\tau^5. \quad (18)$$

После осреднения уравнений (16), (17) по периоду 2π, в течение которого амплитуда и фаза почти не меняются, получим уравнение для амплитуды

$$\frac{d\alpha}{d\tau} = Co\alpha + \lambda\alpha^3 + e\alpha^5, \tag{19}$$

с коэффициентами

$$Co = \frac{\varepsilon}{2}(\kappa_1 - \frac{\delta}{\varepsilon});\ \lambda = \frac{3\varepsilon}{8}\kappa_3;\ e = \frac{5\varepsilon}{16}\kappa_5. \tag{20}$$

Уравнение для фазы после осреднения приводит к решению $\theta = \text{const}$, то есть фаза колебаний не меняется со временем. Произвольность фазы позволяет считать ее степенью свободы данной динамической системы.

Анализ решения задачи

Уравнение (19) впервые получено Л.Л. Ландау при изучении гидродинамической катастрофы: скачкообразного перехода от плавного, ламинарного течения к бурному турбулентному потоку [Ландау и Лифшиц, 1986]. В рассматриваемом случае оно описывает сейсмически активный разлом, как динамическую систему

$$\frac{d\alpha}{d\tau} = -\frac{dU}{d\alpha}, \tag{21}$$

где потенциал U есть

$$U = \frac{Co}{2}\alpha^2 + \frac{\lambda}{4}\alpha^4 + \frac{e}{6}\alpha^6. \tag{22}$$

В теории катастроф важно найти критические, экстремальные точки $dU/d\alpha = U' = 0$, соответствующие согласно (21) предельным аттракторам – стационарным колебаниям или состоянию покоя. Кроме того, необходимо найти точки α_c максимумов $U'(\alpha_c) = 0$, $U''(\alpha_c) < 0$ и минимумов потенциала $U'(\alpha_c) = 0$, $U''(\alpha_c) > 0$, а также точки перегиба $U'(\alpha_c) = 0$, $U''(\alpha_c) = 0$, $U'''(\alpha_c) \neq 0$. Они зависят от параметров Co, λ и e, определяемых внешними условиями, в частности поведением функции трения $F(V)$. По классификации Арнольда–Тома [Арнольд, 2009], потенциал типа (22) описывает сложную капсоидную катастрофу типа бабочки, так как является полиномом 6-ой степени. К счастью, в изучаемом случае потенциал (22) содержит только чётные степени, поэтому анализ оказывается сравнительно простым.

В линейной теории [Арсеньев, 2014; 2015] $\lambda = 0$, $e = 0$ и решение уравнения (19) легко находится: $\alpha = \alpha_0 \exp(Co\alpha)$. Величина Co является инкрементом (если $Co > 0$) или декрементом (если $0 < 0$) колебаний. Этот управляющий параметр называется контрольным (Co – от слова control), он зависит от разности двух чисел $Co = Ti - Da$. Число $Ti = \varepsilon\kappa_1/2$ (от англ. Tilt – наклон) определяет крутизну спадания характеристики трения. Число $Da = \delta/2$ (от англ. Damper – демпфер) зависит от величины h, обеспечивающей затухание колебаний. Можно показать [Арсеньев, 2014], что при $Co > 0$, энергия от движущегося края разлома передаётся колебаниям блока внутри разлома и амплитуда колебаний экспоненциально нарастает, то есть возникает землетрясение. При $Co < 0$ доминирует демпфирование и возникшие колебания затухают. При $Co = 0$, $Ti = Da$ в разломе возможно возникновение автоколебаний типа тектонического тремора [Арсеньев, 2015].

В нелинейной теории условия возникновения землетрясения усложняются. Введём интенсивность колебаний $\psi = \alpha^2$. Тогда уравнения (21), (22) можно записать в виде

$$\frac{d\psi}{d\tau} = 2e\psi\left(\psi^2 + \frac{\lambda}{e}\psi + \frac{Co}{e}\right). \tag{23}$$

Стационарных решений у этого уравнения три: $\psi_1 = 0$,

$$\psi_2 = \alpha_2^2 \equiv q = -\frac{\lambda}{2e} + \sqrt{\frac{\lambda^2}{4e} - \frac{Co}{e}}, \tag{24}$$

а третий корень ψ_3 является отрицательным и физического смысла не имеет, так как $\psi = \alpha^2 > 0$. Таким образом, потенциал U, описываемый формулой (22), имеет три экстремальные точки $\alpha_{c1} = 0$, $\alpha_{c2} = +(q)^{1/2}$, $\alpha_{c3} = -(q)^{1/2}$. Отбрасывая корень ψ_3, мы можем записать уравнение (23) в виде

$$\frac{d\alpha}{d\tau} = e(\alpha^3 - q\alpha). \tag{25}$$

Решение уравнения (25) существенно зависит от знака q, который определяется знаком параметра Co.

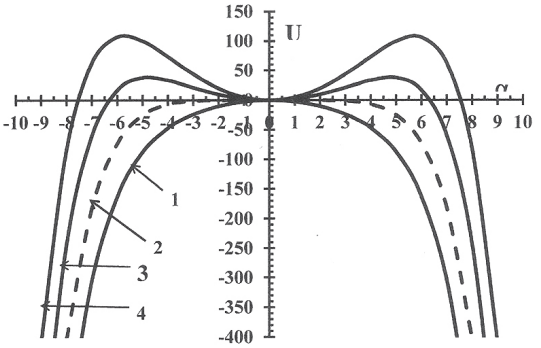


Рис. 3

На рис. 3 показана зависимость $U(\alpha)$, рассчитанная по формуле (22) при различных значениях управляющего параметра Co и фиксированных значениях $\lambda = 0{,}01$ и $e = 0{,}008$. Кривая 1 соответствует положительному значению $Co = 5$, $Ti > Da$. Она имеет максимум потенциала U в точке $\alpha = \alpha_{c1} = 0$. Однако это состояние неустойчиво, в чём легко убедиться, интегрируя уравнение (25) при $Co > 0$, $q < 0$. Соответствующее решение имеет вид

$$\alpha = \left[\frac{|q|}{K\exp(-2|q|e\tau) - 1}\right]^{1/2}. \tag{26}$$

Здесь $K = [(|q| + \alpha_0^2)/\alpha_0^2]$ – постоянная интегрирования, в которой α_0 – начальная амплитуда при $t = 0$. Из формулы (26) видно, что в начальный момент $\tau = 0$ знаменатель в (27) максимален, а величина амплитуды $\alpha = \alpha_0$ – минимальна. С те-

чением времени $\tau > 0$ знаменатель в (26) уменьшается, а амплитуда растет. Наконец, в момент времени

$$t_e = \frac{1}{2e|q|\omega_0}\ln\left(1+\frac{|q|}{\alpha_0^2}\right) \tag{27}$$

происходит катастрофа типа взрывной неустойчивости, при которой амплитуда α стремится достигнуть очень больших величин за конечный промежуток времени от 0 до t_e. Совершенно очевидно, что положение на вершине горы (рис. 3, кривая 1) неустойчиво. Достаточно небольшого толчка и горнолыжник полетит вниз, набирая скорость. Подобные решения иногда называют режимом с обострением (with blow up) [Малинецкий, 2015].

Кривая 2 на рис. 3 соответствует значению $Co = 0$, $Ti = Da$. В линейной теории здесь возникают автоколебания типа тектонического тремора. Учёт нелинейности показывает, что эти колебания неустойчивы, в чём легко убедиться, интегрируя уравнение (25) при $Co = 0$, $q = 0$. Имеем

$$\alpha = \alpha_0\left(1-\frac{t}{t_e}\right)^{-1/2},\ t_e = \frac{1}{2e\omega_0\alpha_0^2}. \tag{28}$$

Это классическая взрывная неустойчивость, наблюдаемая в неравновесных средах [Арсеньев, 2017]. Рассматриваемая нами динамическая система – сейсмически активный разлом. Поэтому взрывная неустойчивость проявляется здесь как катастрофическое землетрясение. Нарастающие колебания приводят, в конечном счете, к разрушению геологических пород, самоуничтожению системы и землетрясение прекращается. Из формулы (28) видно, что решение существует только до момента наступления катастрофы t_e, которое обратно пропорционально α_0^2. При малых начальных амплитудах α_0 время наступления землетрясения велико. В разломе, возмущаемом слабыми внешними воздействиями, долго ничего не происходит. Однако, если начальный толчок был большим, время наступления катастрофы t_e невелико, быстро происходит взрывной рост колебаний, то есть землетрясение.

Наконец, рассмотрим случай докритической неустойчивости $Co < 0$, когда $Da > Ti$. В линейном случае [Арсеньев, 2014; 2015] здесь имеет место устойчивость, то есть колебания затухают. Однако учет нелинейности вносит существенные коррективы. Интегрируя уравнение (25) при $q < 0$, получим

$$\alpha = \left[\frac{\alpha_L^2\,\alpha_0^2}{(\alpha_L^2 - \alpha_0^2)\exp(2\alpha_L^2\,\tau) + \alpha_0^2}\right]^{1/2}. \tag{29}$$

Здесь $\alpha_L = (|q|)^{1/2}$ – стационарная амплитуда, которая обращает правую часть уравнения (25) при $q < 0$ в ноль. Как видим, решение зависит от соотношения начальной амплитуды α_0 и пороговой амплитуды α_L. Если, $\alpha_0 < \alpha_L$, то из решения (29) следует, что колебания затухают со временем ($\alpha \to 0$ при $\tau \to \infty$). Наоборот, при $\alpha_0 > \alpha_L$ колебания оказываются неустойчивыми. При приближении к моменту времени

$$t_e = \frac{1}{2\omega_0\alpha_L^2}\ln\left(\frac{\alpha_0^2}{\alpha_0^2-\alpha_L^2}\right),\ \alpha_0 > \alpha_L \tag{30}$$

происходит катастрофа – землетрясение. Другими словами, в данном случае докритической неустойчивости землетрясения возбуждаются жестко: начальная амплитуда α_0 должна превышать порог α_L. Докритическая неустойчивость хорошо видна на рис. 3, где кривые 3, 4 соответствуют случаю $Co < 0$. Кривая 3 получена при $Co = -5$, кривая 4 – при $Co = -10$. Внутри образовавшейся потенциальной ямы колебания затухают. Однако, если амплитуда превысит пороговый уровень α_L, то колебания быстро нарастают, формируя удар землетрясения. Положения краев потенциальной ямы соответствуют критическим точкам $\alpha_{c2} = +(|q|)^{1/2}$, $\alpha_{c3} = -(|q|)^{1/2}$. Они рассчитываются по формуле (24).

Отметим, что иногда сейсмологи сравнивают активный разлом с триггером, а пороговую амплитуду, инициирующую землетрясения, называют триггерной. Я думаю, что сейсмически активный разлом подобен *мультивибраторным* системам. Действительно, триггерная система является бистабильной и в каждом из двух своих состояний она может находиться бесконечно долго, до тех пор, пока управляющий сигнал не переведет ее из одного состояния в другое. Однако мультивибраторные системы имеют только одно состояние покоя, которое *метастабильно*, то есть устойчиво только по отношению к слабым внешним воздействиям. Когда достаточно сильное начальное возмущение превышает пороговый уровень, в мультивибраторной системе возникает вспышка активности и после ее окончания система успокаивается. Активный разлом работает как мультивибратор потому, что в докритическом состоянии, при $Ti < Da$, колебания в нем метастабильны и затухают, если амплитуда внешних воздействий α_0 меньше порогового уровня α_L. Однако, если начальный толчок α_0 больше α_L, то происходит землетрясение, которое разрушает разлом, и он вновь приходит в метастабильное состояние.

Литература

Арнольд В.И. Теория катастроф. М. : URSS, 2009. – 136 с.

Арсеньев С.А. Фрикционная теория землетрясений // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2014. № 4 (63). Часть II. С. 300–309.

Арсеньев С.А. Взрывная неустойчивость сейсмических волн // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2015. № 12 (83). Часть VII. С. 141–149.

Арсеньев С.А. Возникновение землетрясений в активных разломах // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2017. № 4 (99). Часть II. С. 145–158.

Крагельский И.В., Щедров В.С. Развитие науки о сухом трении. М. : АН СССР. 1956. – 237 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М. : Наука. 1986. – 736 с.

Малинецкий Г.Г. Математические основы синергетики. М. : Либроком. 2015. – 308 с.

Scholz C.H. The mechanics of Earthquake and Faulting. Cambridge. University Press, 2002. – 471 p.

УДК 550.34

ЭФФЕКТЫ КОГЕРЕНТНОГО ПОВЕДЕНИЯ ФОНОВОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА В СВЯЗИ С СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА)

В.А. Касимова[1], Г.Н. Копылова[1], А.А. Любушин[2]

[1] Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая Геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН), Петропавловск-Камчатский
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Представлены результаты исследования пространственно-временного распределения и когерентного поведения статистических параметров фонового сейсмического шума (ФСШ) на Камчатке, записанного на сети станций в 2011–2017 гг. Обсуждаются эффекты увеличения синхронизации в изменениях временных рядов параметров ФСШ и меры их когерентного поведения в связи с произошедшими на Камчатке землетрясениями с M = 6,6–8,3.

Введение

Сильные землетрясения относятся к числу опасных геодинамических процессов. Наиболее масштабные и яркие их проявления, сопровождающиеся природными катастрофами, локализованы в районах взаимодействия тектонических плит. Полуостров Камчатка находится в зоне стыка Охотской, Тихоокеанской и Северо-Американской тектонических плит и является одним из наиболее сейсмоактивных районов Земли (рис. 1).

В КФ ФИЦ ЕГС РАН совместно с ИФЗ РАН с 2011 г. проводятся исследования статистических свойств фонового сейсмического шума (ФСШ), зарегистрированного на сети широкополосных сейсмических станций (всего 21 станция), расположенных на территории Камчатского края и о-ва Парамушир (рис. 1). Целью работ является поиск сигналов в изменениях параметров ФСШ, указывающих на повышенную опасность возникновения на Камчатке сильных землетрясений. Для характеристики сейсмического шума используются записи вертикальных компонент движений грунта на канале BHZ с частотой оцифровки 100–20 Гц [Касимова, 2015; Касимова и др., 2013, 2014; Любушин и др., 2015].

В настоящей работе представлены результаты исследования пространственно-временного распределения и когерентного поведения параметров ФСШ за период с 01 января 2011 по 31 марта 2017 гг. на основе метода, предложенного д. ф.-м. н. А.А. Любушиным [Любушин, 2008, 2010, 2012, 2013]. В указанных работах на примере Японии показано, что реализация метода в режиме близком к реальному времени может представлять эффективный инструмент динамической оценки повышенной опасности возникновения сильнейших землетрясений, а также дает возможность выдачи среднесрочных прогнозов времени и места возникновения событий с $M \geq 8$ с заблаговременностью месяцы – первые годы.

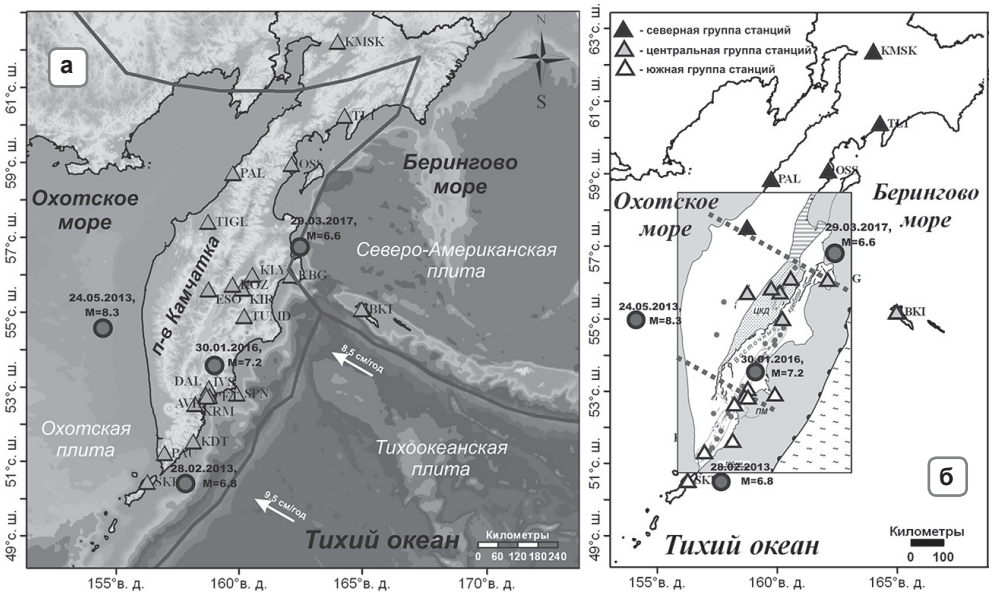


Рис. 1. Карты расположения сейсмостанций (треугольники), эпицентров землетрясений с $M_w \geq 6{,}6$ (кружки) (табл.) и границ тектонических плит; стрелками показано направление движения тектонических плит, цифры – скорость их движения (а); пунктирными линиями обозначены границы выделенных групп станций – северная, центральная, южная: сверху вниз (б)

В качестве показателей изменчивости ФСШ использовались, рассчитанные для каждой станции среднесуточные величины параметров мульти-фрактальных спектров сингулярности 1-минутных рядов шума – обобщенного показателя Херста α^* и ширины носителя спектра сингулярности $\Delta\alpha$. Также рассчитывались вейвлетная спектральная экспонента β, минимальная нормализованная энтропия вейвлет-коэффициентов шума *En* и спектральная мера когерентного поведения четырехмерного временного ряда всех рассматриваемых параметров – $\nu(\tau, \omega)$ [Любушин, 2008, 2010, 2012, 2013, 2014]. Интерпретация эффектов повышенной когерентности в изменениях параметров ФСШ проводилась с учетом тектонического строения района, конфигурации сети, сезонных вариаций шума и возможного влияния активного вулканизма, слабой локальной сейсмичности, берегового эффекта.

Таблица

Характеристика сильных землетрясений 2011–2017 гг., произошедших в районе Камчатки
(http://earthquake.usgs.gov/earthquakes)

Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс	Координаты		Глубина, км	Магнитуда, M_w
		град., с.ш.	град., в.д.		
28.02.2013	14:05:50	50,942	157,339	41	6,8
24.05.2013	05:44:49	54,874	153,281	609	8,3
30.01.2016	03:25:10	54,007	158,506	161	7,2
29.03.2017	04:09:22	56,97	163,221	43	6,6

За время наблюдений наиболее сильными сейсмическими событиями на Камчатке были землетрясения: 28 февраля 2013 г. с M = 6,8, мантийное Охотоморское землетрясение 24 мая 2013 г. с M = 8,3, землетрясение 30.01.2016 г. с M = 7,2 (Жупановское), а также землетрясение 29.03.2017 г. с M = 6,6 (рис. 1, табл.).

Методика исследований

Для проведения исследования использовалась созданная в лаборатории геофизических исследований КФ ФИЦ ЕГС РАН пополняемая база данных непрерывных сейсмических записей на сети станций с дискретизацией 1 минута. Для создания 1-минутных временных рядов сейсмического шума, зарегистрированного с частотой 100 Гц, для каждой станции, вычислялись средние значения исходных значений в последовательных интервалах времени длиной 6000 отсчетов.

Для расчета набора статистических параметров α^*, $\Delta\alpha$, β и *En* и оценок их когерентного поведения использовался комплекс программ, созданный д. ф.-м. н. А.А. Любушиным. Описание алгоритмов вычисления α^*, $\Delta\alpha$, β и *En* представлено в работах [Любушин, 2008, 2010, 2012, 2013; Любушин и др., 2015]. С использованием предоставленных программ для каждой станции рассчитывались ежесуточные значения параметров α^*, $\Delta\alpha$, *En*, β после удаления низкочастотных трендов полиномом 8-го порядка для подавления влияния приливных и термических деформаций земной коры на вариации шума. Таким образом, для каждой станции получались временные ряды значений четырех параметров с шагом по времени 1 сутки. Затем создавались ежесуточные grid-файлы их пространственного распределения за различные временные интервалы наблюдений. С помощью средств ГИС-проекта [Иванов, Касимова, 2009] результаты расчета параметров ФСШ отображались в виде набора карт с дискретизацией от суток до месяцев и лет. В качестве карт фонового состояния параметров шума принималось их пространственное распределение за максимально продолжительный период наблюдений, в частности, за период с 01.01.2011 по 30.09.2016 гг. – 5 лет 9 мес (рис. 2, а).

Для анализа изменений параметров ФСШ в связи с произошедшими сильными землетрясениями (табл.) были построены усредненные карты их распределений за периоды времени 6 и 3 месяцев (рис. 2, б–г). При построении карт анализируемая прямоугольная область в диапазоне 50–64° с.ш. и 155–168° в.д. покрывалась равномерной сеткой из 50×50 узлов. На картах отражалось распределение статистик по площади, полученное методом интерполяции совокупности медиан параметров от трех ближайших к каждому узлу станций. При усреднении ежедневных карт по всем дням внутри заданного интервала времени, получаются усредненные карты, характеризующие особенности изменения отдельных параметров по пространству за соответствующий интервал времени. Анализ таких карт позволяет прослеживать главные особенности изменения поля фонового сейсмического шума на территории Камчатки для различных интервалов времени (рис. 2).

Построение графиков медианных значений, вычисляемых по всем станциям сети и оцениваемых по усредненным картам за заданный интервал времени, позволяет прослеживать динамику изменения статистик поля во времени. На рис. 3, а приводится сопоставление вариаций медианных значений параметров шума с произошедшими наиболее сильными сейсмическими событиями (табл.). Компенсации годовой и полугодовой компонент во временных рядах параметров шума осуществлялась полосовой фильтрацией с удалением полосы с периодами 120–400 сут.

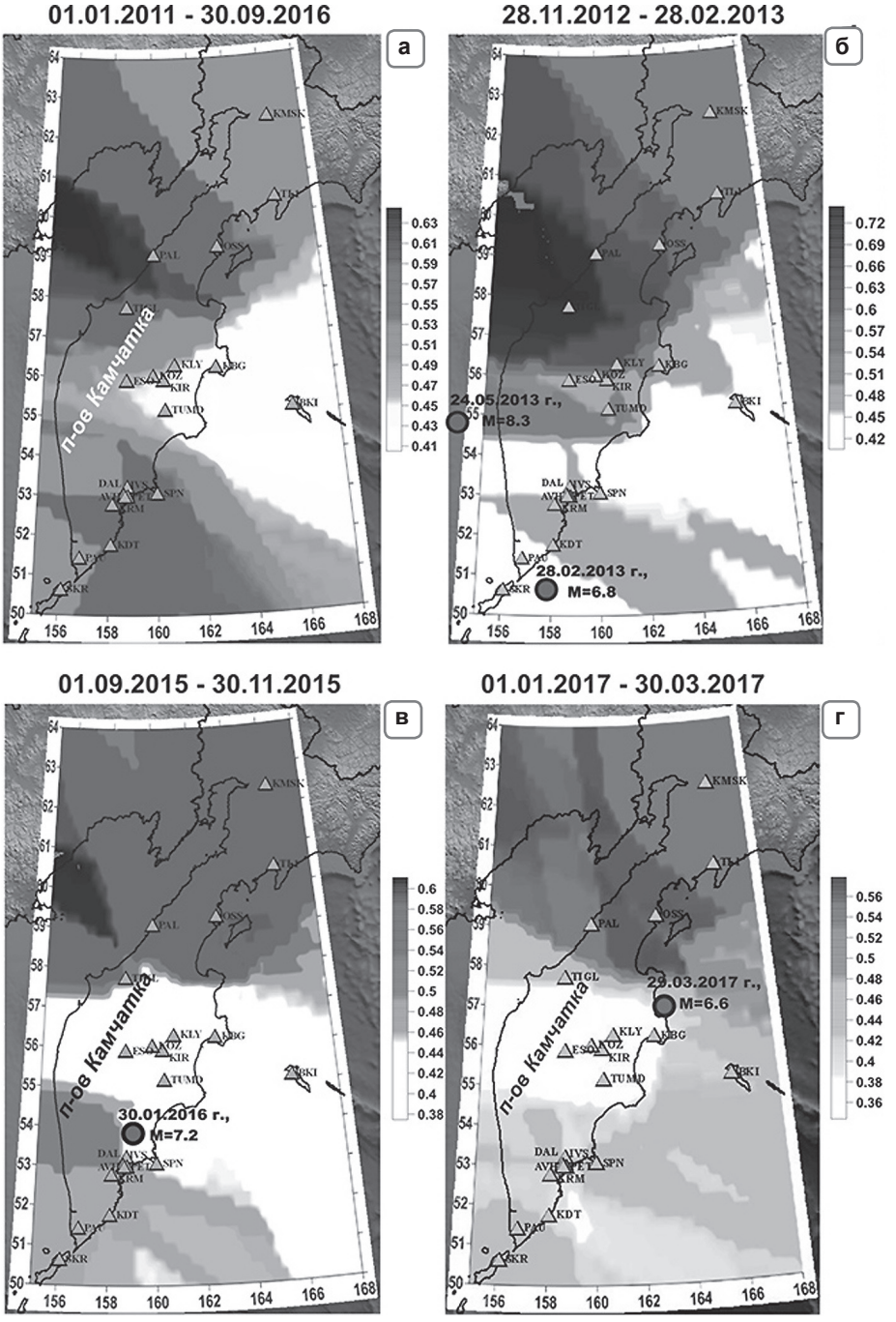


Рис. 2. Карты распределения мульти-фрактального параметра Δα поля ФСШ за периоды наблюдений (слева–направо): с 01.01.2011 по 30.09.2016 гг. (а), с 28.11.2012 по 28.02.2013 гг. – за 3 месяца до землетрясения 28.02.2013, M = 6,8, и 6 месяцев до Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г., M = 8,3 (б); с 01.09.2015 по 30.11.2015 гг. – за 5 месяцев до Жупановского землетрясениям 30.01.2016 г., M = 7,2 (в); с 01.01.2017 по 30.03.2017 гг. – за три месяца перед землетрясением 29.03.2017 г., M = 6,6 (г)

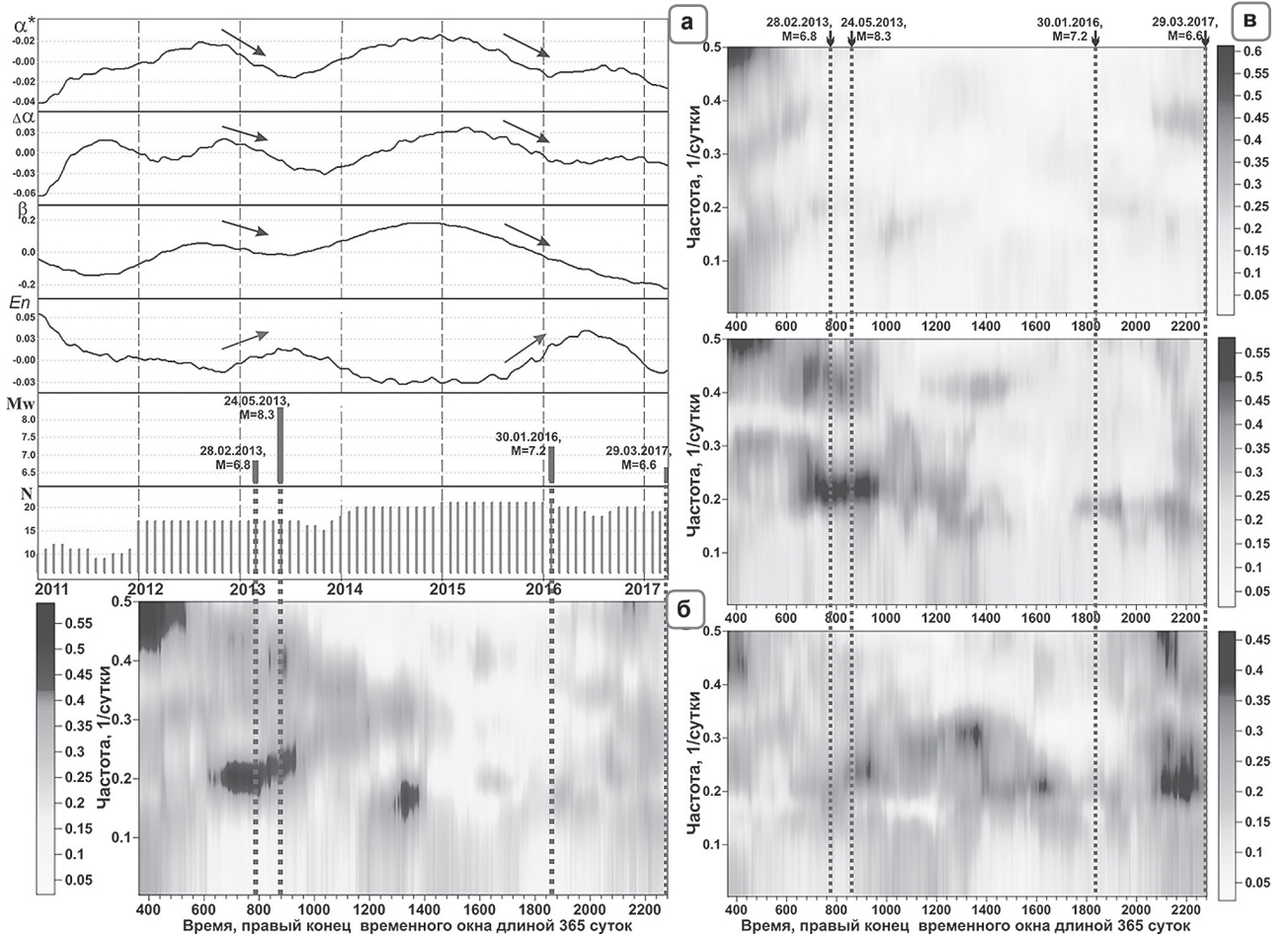


Рис. 3. Анализ когерентного поведения статистик ФСШ в сопоставлении с произошедшими землетрясениями (вертикальные пунктирные линии) за период наблюдений с 1 января 2011 по 31 марта 2017 гг.: а – изменение медианных значений α^*, $\Delta\alpha$, β и *En*, сглаженных в скользящем временном окне 90 суток с шагом 1 сутки; б – частотно-временные диаграммы эволюции спектральной меры когерентности $\nu_{max}(\tau, \omega)$ медианных значений 4-хмерного ряда параметров ФСШ для всей сети станций; в – то же для северной, центральной и южной групп станций (сверху вниз)

При анализе карт и графиков предполагалось, что уменьшение величин α^*, $\Delta\alpha$, β и увеличение величины *En* могут указывать на повышение сейсмической опасности и угрозу возникновении сильного землетрясения. Физические принципы, лежащие в основе использования критериев минимальной нормализованной энтропии *En* и ширины носителя спектра сингулярности $\Delta\alpha$ для выделения сейсмически опасных регионов, основаны на предположении о консолидации малых блоков земной коры во временную структуру больших размеров, которая становится способной накопить энергию для крупного сейсмического события.

Низкие значения *En* могут быть обусловлены большим числом низкочастотных выбросов, которые можно связать с взаимными движениями неконсолидированных малых блоков земной коры. Тогда высокие их значения можно связывать с повышенной консолидацией малых блоков земной коры и, как следствие этого, малым числом высокоамплитудных вариаций сейсмического шума. Формирование крупного консолидированного блока сопровождается потерей разнообразия передаточных и резонансных свойств среды, что сопровождается потерей мульти-фрактальности временных рядов ФСШ и уменьшением параметров α^* и $\Delta\alpha$ [Любушин и др., 2015].

Используемая в работе спектральная мера когерентности $\nu(\tau, \omega)$, где τ – метка времени, соответствующая правому краю временного окна; ω – частота, представляет модуль произведения покомпонентных канонических когерентностей многомерного временного ряда статистических параметров ФСШ [Любушин, 2014]. В нашем случае размерность многомерного ряда статистических параметров шума составляет $m = 4$. Величина $\nu(\tau, \omega)$ в силу своего построения описывает эффект совокупного когерентного (синхронного, коллективного) поведения всех сигналов, образовывающих многомерный ряд, и может изменяться в пределах $0 \le \nu(\tau,\omega) \le 1$. При этом, чем ближе соответствующее значение $\nu(\tau, \omega)$ к единице, тем сильнее связь между вариациями компонент многомерного временного ряда на частоте ω для временного окна с координатой τ.

Для оценки спектральной матрицы 4-хмерных временных рядов использовалась векторная авторегрессионная модель 5-го порядка (AR = 5). Оценки производились в скользящем временном окне длиной 365 суток с шагом 3 суток. Методика изучения когерентного поведения поля ФСШ включала:

– разбиение сети станций на группы – северная, центральная и южная группы (рис. 1, б и 3, в) в соответствии с конфигурацией сети и основными тектоническими структурами Камчатки [Кожурин и др., 2008]; с учетом особенностей спектрального состава параметров ФСШ станции также были разделены на континентальную и прибрежную группы (рис. 4);

– построение частотно-временных диаграмм эволюции спектральной меры когерентного поведения 4-хмерных рядов средних и медианных значений параметров шума α^*, $\Delta\alpha$, β и *En* – $\nu(\tau, \omega)$ для всей сети станций и выделенных групп станций (рис. 3, в, 4, б, в);

– анализ частотно-временных диаграмм эволюции $\nu(\tau, \omega)$ и выделение интервалов времени и частотных полос проявления максимальных значений $\nu_{max}(\tau, \omega)$, показывающих увеличение когерентности в изменениях всех статистик шума; сопоставление интервалов времени повышенной когерентности в изменениях 4-хмерного ряда параметров ФСШ с произошедшими сильными землетрясениями.

С использованием частотно-временных диаграмм эволюции $\nu(\tau, \omega)$ четырехмерных рядов медианных значений α^*, $\Delta\alpha$, β и *En* выявлены интервалы времени и частотные диапазоны проявления максимальных значений $\nu_{max}(\tau, \omega)$, предше-

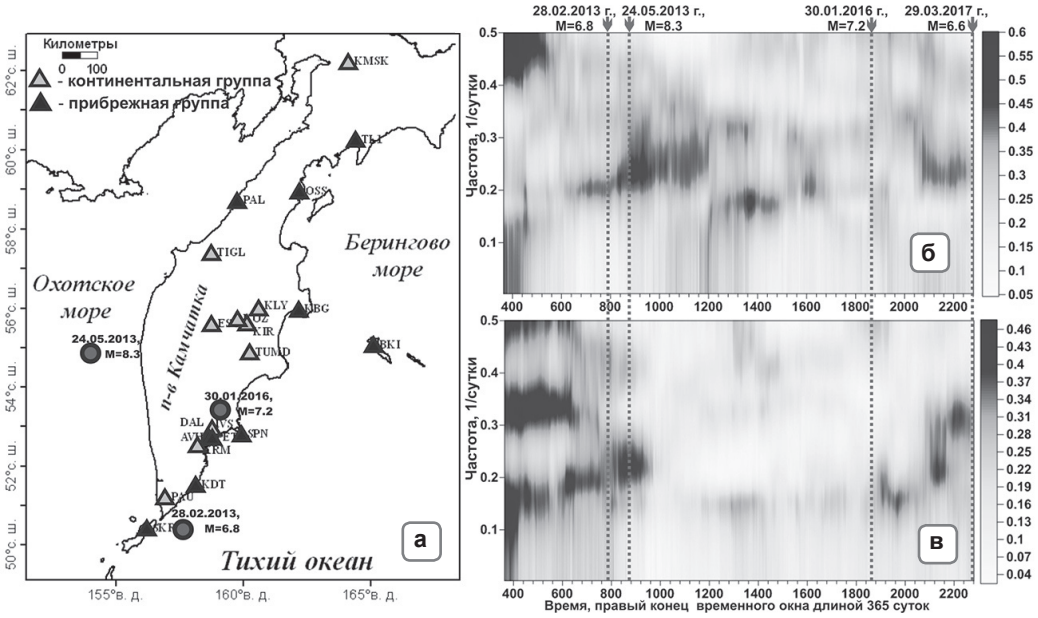


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений (кружки) (см. Таблицу) и расположение групп континентальных (серые треугольники) и прибрежных (черные) сейсмостанций (а); частотно-временные диаграммы эволюции спектральной меры когерентности $\nu_{max}(\tau, \omega)$ 4-хмерного ряда медианных значений параметров ФСШ для прибрежной (б) и континентальной (в) групп станций в сопоставлении с землетрясениями (вертикальные пунктирные линии), период наблюдений с 1 января 2011 по 31 марта 2017 гг.

ствующие и сопутствующие возникновению сильных землетрясений на Камчатке (рис. 3, б, рис. 4, б, в).

Результаты

В изменениях медианных значений параметров ФСШ обнаружено монотонное уменьшение величин α^*, $\Delta\alpha$, β и повышение величины *En* в течение не более 7 месяцев, предшествующих сейсмическим событиям 2013 г. и землетрясению 2016 г. (рис. 3, а). При этом характер поведения статистик ФСШ перед камчатскими землетрясениями в общем виде соответствует их вариациям в периоды подготовки сильнейших (M = 8,3–9,0) землетрясений Японии.

Максимальный эффект повышенной когерентности в изменениях четырехмерного ряда статистик шума для всей сети станций проявился в диапазоне периодов 4–5,5 сут в течение 10–11 месяцев (с октября 2012 по середину августа 2013 гг.) и соответствовал времени подготовки и реализации двух землетрясений 2013 г. (табл.). При этом для северной группы станций эффекты значимого изменения когерентности в поведении параметров ФСШ не наблюдались. Для центральной группы станций всплески увеличения когерентного поведения параметров ФСШ соответствовали времени подготовки и реализации событий 2013 и 2016 гг. Для южной группы станций характерны слабые всплески повышенной когерентности на интервале времени с середины ноября 2012 по конец июня 2015 гг.

На диаграммах эволюции $\nu(\tau, \omega)$, четырехмерных временных рядов медианных значений параметров α^*, $\Delta\alpha$, *En*, β, построенных для группы континентальных и группы прибрежных станций, наблюдаются всплески максимумов на периодах 3,5–5 сут с середины апреля (за 1,5 месяца перед Охотоморским землетрясением) по середину августа 2013 г.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 15-05-00414 и 16-35-00516 мол_а).

Литература

Иванов В.Ю., Касимова В.А. Создание макета ГИС-проекта «Петропавловский геодинамический полигон» для информационного обеспечения системы комплексных геофизических наблюдений // Вестник КРАУНЦ ; серия науки о Земле. 2009. № 1. Вып. № 13. С. 208–213.

Касимова В.А. Пространственно-временные вариации фонового сейсмического шума на Камчатке в 2011–2015 гг. // Современная тектонофизика. Методы и результаты: Материалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М. : ИФЗ РАН. 2015. Т 1. С. 144–153.

Касимова В.А., Копылова Г.Н. Спектральная структура низкочастотного сейсмического шума на широкополосных станциях Камчатки // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Тр. Четвертой регион. научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 64–68.

Касимова В.А., Копылова Г.Н., Таранова Л.Н. Временные ряды данных непрерывной регистрации на широкополосных сейсмических станциях Камчатки и их структура // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Матер. Девятой Междунар. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН. 2014. С. 169–173.

Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ ; серия науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 10–27.

Любушин А.А. Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997–2012 // Физика Земли. 2014. № 3. С. 18–27.

Любушин А.А. Микросейсмический шум в минутном диапазоне периодов: свойства и возможные прогностические признаки // Физика Земли. 2008. № 4. С. 17–34.

Любушин А.А. Статистики временных фрагментов низкочастотных микросейсм: их тренды и синхронизация // Физика Земли. 2010. № 6. С. 86–96.

Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33.

Любушин А.А. Карты свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности // Физика Земли. 2013. № 1. С. 11–20.

Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н. О свойствах поля низкочастотных шумов, зарегистрированных на Камчатской сети широкополосных сейсмических станций // Вестник КРАУНЦ ; серия науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 20–36.

УДК 550.371.5

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В РАЙОНЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ СКВАЖИНЫ Г-1 ПРИ ПОДГОТОВКЕ И РЕАЛИЗАЦИИ БЛИЗКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ: ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

И.А. Пантелеев[1], Е.В. Полтавцева[2], В.А. Гаврилов[2]

[1] Институт механики сплошных сред УрО РАН,
Пермь
[2] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский

Настоящее исследование направлено на формулировку математической модели эволюции геофизических полей различной природы в районе измерительной скважины Г-1 (Камчатский геодинамический полигон), вызванной изменением напряженно-деформированного состояния геосреды при подготовке сильного близкого землетрясения. На основе разработанной модели проведено прямое численное мультифизическое моделирование изменения напряженно-деформированного состояния среды в районе скважины с учетом ее конкретного геологического строения, и вызванных им изменений фильтрационных, концентрационных и электрических полей.

Введение

Ранее в работах [Гаврилов, 2007; Гаврилов и др., 2006, 2011] на основе анализа многолетних комплексных скважинных геофизических измерений, проводимых на территории Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, было обнаружено два нетривиальных эффекта. Первый из них – эффект модулирующего воздействия внешнего электромагнитного излучения (ЭМИ) звукового диапазона частот на интенсивность геоакустической эмиссии (ГАЭ). Суть указанного эффекта заключается в коррелированности изменений среднеквадратических значений (СКЗ) ГАЭ с изменениями амплитуды напряженности внешнего переменного электрического поля звукового диапазона частот, воздействующего на геосреду в районе той же скважины. В частности, если амплитуда напряжённости внешнего электрического поля техногенного или природного происхождения имеет четко выраженные суточные вариации, то СКЗ ГАЭ будут модулироваться с периодом 24 ч. Обнаруженный эффект проявляется уже при уровне напряженности воздействующего электрического поля порядка 0,5 мВ/м [Гаврилов и др., 2011]. Во-вторых, было выявлено, что во временных окрестностях достаточно сильных близких землетрясений проявление эффекта модулирующего электромагнитного воздействия на интенсивность ГАЭ усложняется: при практически неизменной амплитуде вариаций воздействующего ЭМИ амплитуда соответствующих вари-

аций ГАЭ может изменяться весьма быстро и значительно [Гаврилов и др., 2006, 2014; Gavrilov et al., 2013]. В работах [Гаврилов и Пантелеев, 2014; Гаврилов и др., 2014; Gavrilov et al., 2013] авторами были предложены возможные физические механизмы вышеуказанных эффектов, основанные на анализе взаимодействия фильтрационных и электрических полей в напряженной геосреде. При этом, в том числе было выдвинуто предположение о влиянии на амплитуды ГАЭ (огибающую) во временных окрестностях относительно сильных сейсмических событий электрокинетических процессов, связанных с фильтрацией флюида в контролируемой геофоном зоне. Данное предположение базируется на работах [Fitterman, 1979; Mizutani and Ishido, 1981], в которых появление электрокинетического тока рассматривается в качестве краткосрочного предвестника землетрясения и на работах [Ishido and Mizutani, 1980; Ishido and Nishizawa, 1984], в которых было показано прямое влияние электрических параметров насыщающей породу жидкости на прочность этой породы. Настоящая работа посвящена валидации предложенного базиса и направлено на разботку математической модели эволюции геофизических полей различной природы в районе измерительной скважины Г-1 и проведение численных расчетов с учетом конкретного геологического строения среды в районе этой скважины.

Математическая постановка задачи

Задача эволюции геофизических полей в районе скважины имеет два характерных пространственных масштаба: масштаб возмущения напряженно-деформированного состояния, вызванного формированием очага будущего сейсмического события (сотни километров), масштаб возмущения порового давления в районе скважины, вызванного ее работой (сотни метров). Поэтому разрабатываемая математическая модель записывается для двух пространственных масштабов. На первом (более крупном) пространственном масштабе рассматривается задача об изменении объемной деформации в хрупкой упругой геосреде, вызванным эволюцией шаровой неоднородности упругих свойств, являющейся прообразом очага сейсмического события. Моделью второго пространственного масштаба является модель эволюции полей различной природы в районе измерительной скважины, вызванной изменением объемной деформации, вычисленным на первом масштабном уровне. Таким образом, решение, полученное на первом масштабном уровне, является управляющим воздействием для модели второго уровня. В настоящей работе предполагается, что обратной связи между двумя пространственными масштабами не существует. На рис. 1 представлены расчетные области для каждого из пространственных масштабов.

На первом масштабом уровне расчетная область представляет собой квадратную призму с основанием 200×200 км и глубиной 40 км. В центре симметрии этой призмы на глубине H располагается шар радиуса R. Данная призма находится в поле действия сил тяжести и подвергается чистому сдвигу. Задача нахождения возмущения напряженно-деформированного состояния, вызванного наличием шаровой неоднородности модуля сдвига, имеет вид (1). На втором масштабном уровне задача эволюции геофизических полей рассматривается в плоском случае. Расчетная область состоит из четырех слоев, скважины Г-1 и разлома Совхозный, пересекающего скважину в интервале глубин 1600–1700 м. Физические свойства пород в каждом из слоев определены в лабораторных исследованиях керна. По

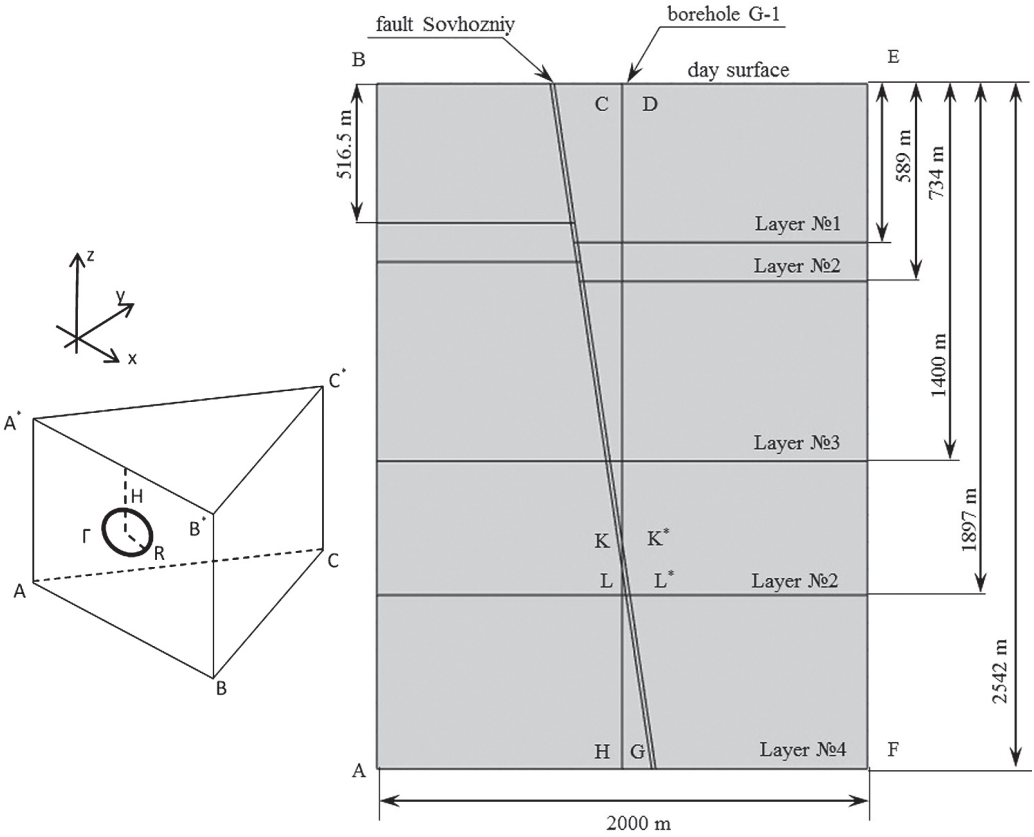


Рис. 1. Расчетные области для первого (слева) и второго (справа) пространственных уровней

данным гидродинамического опробования скважины установлен дебит скважины, равный 0,3 л/с.

$$\begin{cases} \bar{\nabla}\cdot\tilde{\sigma}+\rho\bar{g}=0 \\ \tilde{\sigma}=\lambda I_1(\tilde{\varepsilon})\tilde{E}+2\mu\tilde{\varepsilon}, \quad \bar{u}\big|_{t=0}=0, \\ \tilde{\varepsilon}=\dfrac{1}{2}\left(\bar{\nabla}\bar{u}+\bar{\nabla}\bar{u}^T\right) \end{cases} \quad \begin{array}{l} \bar{u}\big|_{ABC}=0;\ u_x\big|_{AA^*B^*B}=0;\ \bar{u}\big|_{\Gamma^+}=\bar{u}\big|_{\Gamma^-} \\ \tilde{\sigma}\big|_{A^*B^*C^*}=0;\ (\tilde{\sigma}\cdot\bar{n})_x\big|_{AA^*C^*C}=-\dfrac{\left(200\cdot10^6\right)}{\sqrt{2}}; \\ (\tilde{\sigma}\cdot\bar{n})_y\big|_{AA^*C^*C}=\dfrac{\left(200\cdot10^6\right)}{\sqrt{2}};\ (\tilde{\sigma}\cdot\bar{n})_x\big|_{BB^*C^*C}=-\dfrac{\left(200\cdot10^6\right)}{\sqrt{2}}; \\ (\tilde{\sigma}\cdot\bar{n})_y\big|_{BB^*C^*C}=-\dfrac{\left(200\cdot10^6\right)}{\sqrt{2}}. \end{array} \quad (1)$$

где $\tilde{\sigma}$, $\tilde{\varepsilon}$ – тензоры напряжений и деформаций соответственно, ρ – плотность геосреды, λ, μ – константы Ламэ, $\bar{g}$ – вектор ускорения свободного падения, $\bar{u}$ – вектор перемещений, $\bar{n}$ – вектор нормали к соответствующей поверхности.

Задача определения скорости фильтрации в районе скважины имеет вид:

$$\begin{cases} \bar{\nabla}\cdot\left(\rho_f \bar{u}\right) = Q_{br} \\ -\bar{\nabla}p + \bar{\nabla}\cdot\left(\dfrac{\mu}{n}\left(\nabla\bar{u} + \nabla\bar{u}^T\right)\right) - \left(\dfrac{\mu}{k} + \dfrac{Q_{br}}{n^2}\right)\bar{u} - \rho_f \bar{g} = 0 \end{cases}, \ \bar{u}\big|_{t=0} = 0; p\big|_{t=0} = 0,$$

$$\begin{cases} p\big|_{BC,DE} = 0 \\ \bar{u}\cdot\bar{n}\big|_{CK,LH} = \bar{u}\cdot\bar{n}\big|_{DK^*,L^*G} \\ \bar{n}^T\cdot\left(-p\bar{I} + \dfrac{\mu}{n}\left(\nabla\bar{u} + \nabla\bar{u}^T\right)\right)\cdot\bar{n}\Big|_{AB,AF,EF} = -(\rho_f h|y| + p_k)\cdot \\ \bar{n}^T\cdot\left(-p\bar{I} + \dfrac{\mu}{n}\left(\nabla\bar{u} + \nabla\bar{u}^T\right)\right)\cdot\bar{n}\Big|_{KL,K^*L^*} = -\rho_f h|y| \end{cases} \quad (2)$$

где $\bar{u}$ – скорость Дарси, ρ_f – плотность флюида, n – пористость среды, Q_{br} – массовый источник флюида, p – поровое давление флюида, μ_f – динамическая вязкость флюида, k – проницаемость среды, p_k – давление на контуре питания скважины. Давление на контуре питания вычислялось из предположения о плоскорадиальном течении флюида к забою скважины.

Задача распределения степени минерализации флюида в районе скважины Г-1 решалась в предположение о его хлоридно-натриевом составе, что подтверждают гидрохимические исследования. Начальное распределение концентрации хлорида натрия задавалось линейным законом от 6 г/л на дневной поверхности до 11,7 г/л на нижней границы расчетной области. Распределение минерализации флюида C находится из решения задачи

$$\bar{u}\cdot\bar{\nabla}C = \nabla\cdot\left(D\bar{\nabla}C\right) + R, \quad \begin{cases} C\big|_{ABCDEFGH} = C_0(y); \ C\big|_{CK,LH} = C\big|_{DK^*,L^*G} \\ -\bar{n}\cdot\bar{N}\big|_{CK,LH} = \bar{n}\cdot\bar{N}\big|_{DK^*,L^*G}; \ \bar{N} = -D\bar{\nabla}C + \bar{u}C. \\ -\bar{n}\cdot D\bar{\nabla}C\big|_{KL,K^*L^*} = 0 \end{cases} \quad (3)$$

где $\bar{u}$ – скорость Дарси, C – концентрация хлорида натрия, D – коэффициент диффузии, R – объемный источник.

Возникновение потенциала V течения при фильтрации флюида в пористой среде вычислялось на основе задачи [Fitterman, 1979; Rastogi and Srivastava, 1993]:

$$\begin{cases} \bar{j} = -\dfrac{\varepsilon_f(C)\zeta(C,T)}{F\eta(C,T)}\nabla p - \sigma(C)\nabla V \\ \nabla\cdot\bar{j} = 0, \ j_z\,|_{z=0} = 0 \end{cases}. \quad (4)$$

где ε_f – диэлектрическая постоянная флюида, ζ – дзета-потенциал, F – отношение удельного сопротивления флюида и твердого скелета, μ_f – динамическая вязкость флюида, p – поровое давление флюида, σ – удельная проводимость насыщенной породы, V – потенциал течения (электрокинетический потенциал), $\bar{j}$ – удельная плотность тока. При этом для учета зависимости дзета-потенциала от степени минерализации флюида использовалась модель, описанная в работе [Glower et al., 2012].

Результаты расчетов. Асейсмичный период

Для анализа структуры распределения фильтрационных потоков, степени минерализации флюида и потенциала течения в районе скважины Г-1 в асейсмичные периоды времен были последовательно решены задачи фильтрации флюида (2), (3), (4) для случая отсутствия шаровой неоднородности упругих свойств. На

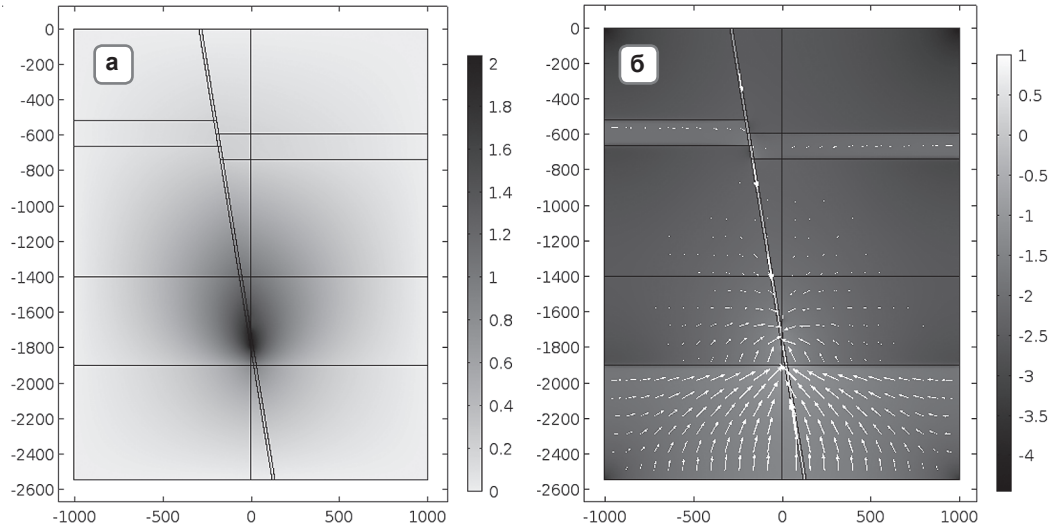


Рис. 2. Величина падения порового давления относительно гидростатического уровня (кПа) в районе скважины Г-1 (а) и поле скорости Дарси (логарифмическая шкала, м/сут) в районе скважины Г-1 (стрелки – направление движения флюида) (б)

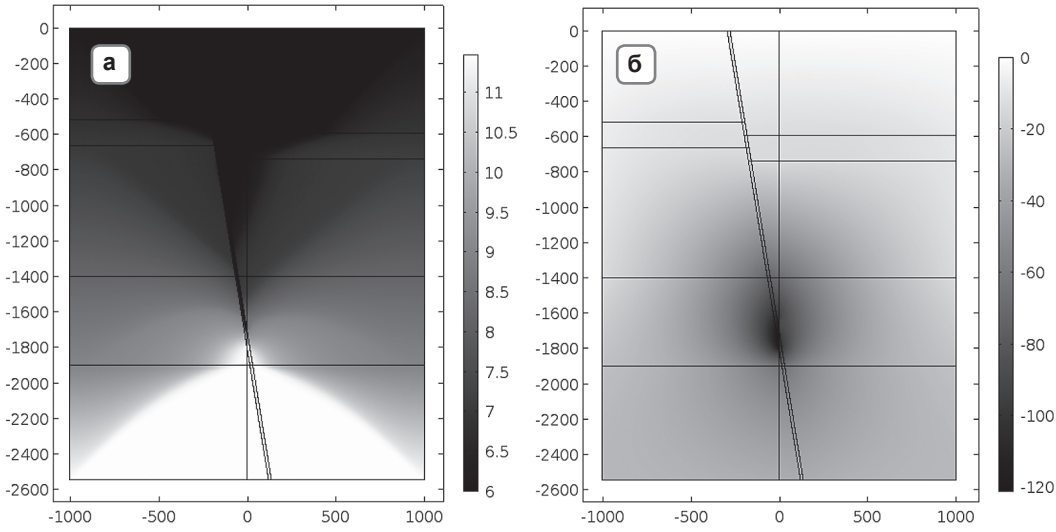


Рис. 3. Распределение концентрации хлорида натрия (г/л) в районе измерительной скважины Г-1 (а) и распределение потенциала течения (мВ) в районе скважины (б)

рис. 2, а представлено распределение порового давления флюида в расчетной области. Это распределение имеет не симметричную форму, навязанную геологическим строением данной области и вариацией проницаемости слагающих ее пород. Поле скорости Дарси в районе скважины Г-1 представлено на рис. 2, б. Из рисунка видно, что основная миграция флюида к скважине осуществляется по разлому Совхозный (характерная скорость 1 м/сутки), в свою очередь наиболее интенсивный приток флюида к разлому осуществляется в слоях диорита (слой № 2), характерная скорость миграции флюида в которых составляет несколько десятков сантиметров в сутки.

На рис. 3, а представлено распределение концентрации хлорида натрия в районе измерительной скважины в асейсмичные периоды. В результате проведенных расчетов установлено, что минерализация флюида на входе скважины определяется, в основном, минерализацией флюида более глубоких горизонтов. Среднее значение минерализации на входе в скважину, полученное в результате численного моделирования, равно 9,31 г/литр.

Распределение потенциала течения в районе скважины, определяемого в результате решения задачи (4), имеет не симметричную структуру с максимальным значением −120 м/В (см. рис. 3, б).

Результаты расчетов. Временная окрестность землетрясения

Для моделирования эволюции электрокинетического тока при подготовке близкого сильного сейсмического события было выбрано событие, произошедшее в октябре 2009 года с магнитудой 5,2 на расстоянии 114 км от скважины Г-1. Геоакустическая эмиссия, зарегистрированная во временной окрестности этого события, представлена на рис. 4.

При проведении численных расчетов было принято, что параметры неоднородности упругих свойств не меняются во времени, кроме степени неоднородности. Она первые 4 суток не меняется, следующие 2 суток растет по квадратичному зако-

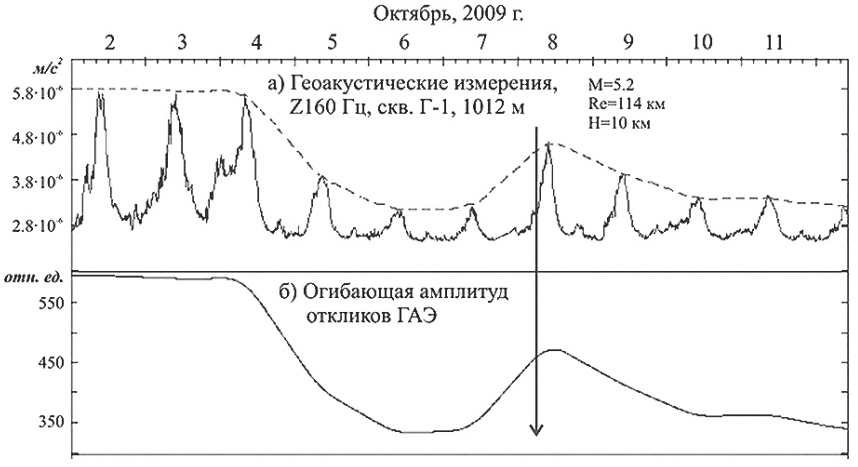


Рис. 4. Изменение огибающей ГАЭ в окрестности близкого землетрясения

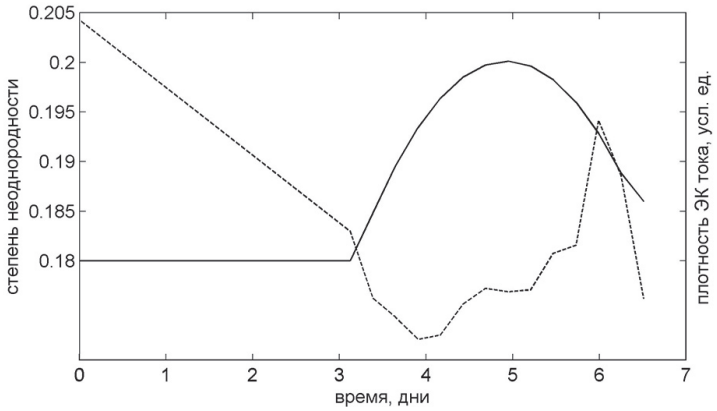


Рис. 5. Совмещенные диаграммы изменения степени неоднородности (сплошная линия) во времени и плотности электрокинетического тока (пунктирная линия) в районе забоя скважины

ну, а потом еще в течение 2 суток падает до фиксированной величины. Результаты расчета электрокинетического тока в районе измерительной скважины представлены на рис. 5. Полученная кривая изменения электрокинетического тока в районе забоя скважины качественно повторяет огибающую ГАЭ, что позволяет считать, что предложенный авторами физический базис для объяснения наблюдаемых эффектов является непротиворечивым.

Выводы

В работе предложена двухмасштабная модель эволюции геофизических полей в районе измерительной скважины Г-1, учитывающая конкретное геологическое строение района расположения скважины на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне и зависимость дзета-потенциала от степени минерализации флюида. На первом масштабном уровне решается задача изменения напряженно-деформированного состояния геосреды при чистом сдвиге, вызванного эволюцией шаровой неоднородности модуля сдвига.

Шаровая неоднородность модуля сдвига является прообразом области формирующегося очага землетрясения. На втором масштабном уровне последовательно решаются задачи нестационарной фильтрации флюида в пористой среде и эволюции электрокинетических токов, вызванных появлением потенциала течения при фильтрации минерализованного флюида. Расчетная область второго масштабного уровня учитывает конкретное геологические строение среды в районе измерительной скважины. Для выбранного сейсмического события получена зависимость плотности электрокинетического тока от времени, которая качественно повторяет изменение огибающей геоакустической эмиссии во времени, измеренной в скважине Г-1 на глубине 1 км.

Таким образом, в результате численного моделирования установлено, что интенсивность геоакустических процессов в районе измерительной скважины при подготовке землетрясения напрямую определяется электрокинетическими эффектами в насыщенной минерализованным флюидом пористой среде.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук (МК-2682.2017.5).

Литература

Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // ДАН. 2007. Т. 414. № 3. С. 389–392.

Гаврилов В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С. Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натурных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы // Физика Земли. 2011. № 11. С. 63–74.

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., Пантелеев И.А. Влияние фильтрационных процессов в горных породах на характеристики геоакустической эмиссии // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 32–53.

Гаврилов В.А., Пантелеев И.А., Рябинин Г.В. Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов // Физика Земли. 2014. № 1. С. 89–103.

Fitterman D.V. Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space // J. Geophys. Res. 1979b. V. 84(B11). P. 6031–6040.

Fitterman D.V. Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts // Geophysics. 1979. V. 44. N. 2. P. 195.

Gavrilov V.A., Panteleev I.A., Ryabinin G.V., Morozova Yu.V. Modulating impact of electromagnetic radiation on geoacoustic emission of rocks // Russian journal of Earth sciences. 2013. V.13. № 1. ES1002.

Glover P.W.J., Walker E., Jackson M.D. Streaming-potential coefficient of reservoir rock: a theoretical model // Geophysics. 2012. V. 77. N. 2. D17–D43.

Ishido T., Mizutani H. Relationship between fracture strength of rocks and ζ-potential // Tectonophysics. 1980. V. 67. P. 13–23.

Ishido T., Nishizawa O. Effects of zeta potential on microcrack growth in rock under relatively low uniaxial compression // J. Geophys. Res. 1984. V. 89(B6). P. 4153–4159.

Mizutani H., Ishido T. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics // J. Geophys. Res. 1981. V. 86(B3). P. 1763–1775.

Rastogi R.P., Srivastava R.P. Nonequilibrium thermodynamics of electrokinetic phenomena // Chem. Rev. 1993. V. 93(6). P. 1945–1987.

УДК: 550.348.0.98.32

БЕРДЯНСКОЕ (ОСИПЕНКОВСКОЕ), 2006 г., И МАРИУПОЛЬСКОЕ, 2016 г., ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗОНЕ СЕВЕРО-АЗОВСКОГО РАЗЛОМА: МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ, МЕХАНИЗМ ОЧАГА, МИГРАЦИЯ

И.П. Габсатарова[1], А.А. Никонов[2], Л.Д. Флейфель[2]

[1] Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, ira@gsras.ru
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

В статье в обобщенном виде представлены сведения о зоне Северо-Азовского разлома как активной тектонически и сейсмически шовной структуре в фундаменте на южном ограничении Восточно-Европейской платформы. В ее пределах, за последние 200 лет, зафиксировано 13 землетрясений с магнитудой 3,0÷4,6 в виде пространственно-временных кластеров. Подробно изучены макросейсмические и инструментальные данные по двум последним событиям 2006 и 2016 гг., по которым даны уточненные очаговые параметры. Рассмотрены характеристики разломной сейсмогенной структуры как зоны ВОЗ, намечены вероятные сейсмические проявления в ней в течение десятилетий.

Мариупольское землетрясение 07.08.2016 г. заставило специалистов снова обратить пристальное внимание на сейсмичность полосы вдоль северного берега Азовского моря. Это связано, как минимум, с двумя обстоятельствами. Первое – это максимальная за 200-летнюю историю получения сейсмических сведений магнитуда события, M = 4,6, что для платформенной территории весьма значимо. Второе обстоятельство состоит в том, что речь идет не просто о полосе, но о крупной, активной, в том числе сейсмически, зоне разломов в экономически принципиально важной части Европейского юга страны.

Полученные сведения по землетрясениям в Северном Приазовье в своем роде уникальны. Это определяется фиксацией 13 событий за период 200 лет в одной, узкой, четко линейно проявленной полосе, определенно соотносимой с выясненной по геологическим признакам зоной Северо-Азовского разлома (САР). С учетом собранных ранее сведений о восьми исторических землетрясениях вдоль северного берега Азовского моря, а также археосейсмических и геологических материалов, была выделена Северо-Азовская сейсмогенная зона [Никонов, 2003] (рис. 1). САР является тектонической структурой высокого порядка на границе Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, отделяющей Приазовский кристаллический массив на материке от осадочной толщи на дне Азовского моря. В новейшее время опускание по разлому впадины Азовского моря относительно материка продолжалось, что отражено и в современном рельефе.

Помимо главного, стволового разлома, которому следует современная береговая линия, на прилежащем дне Азовского моря геофизическими методами обна-

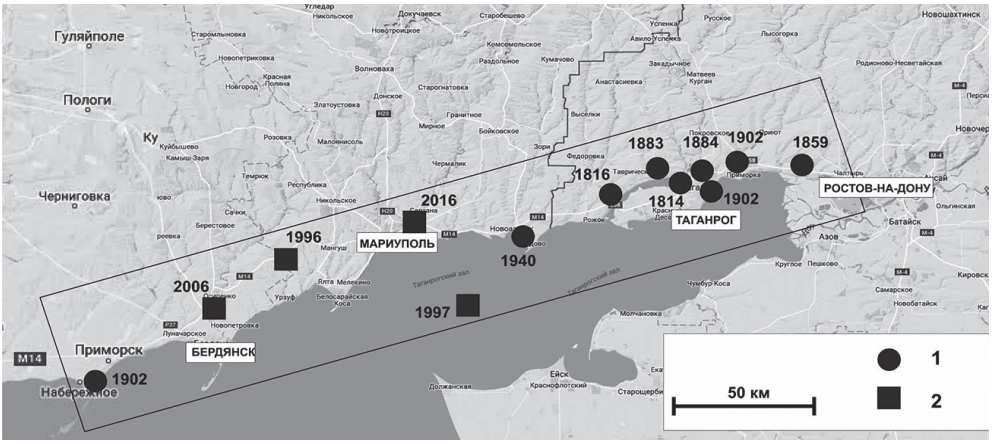


Рис. 1. Зона Северо-Азовского разлома (прямоугольник) и эпицентры землетрясений за последние 200 лет. 1 – по историческим данным, 2 – по инструментальным данным

ружена серия молодых ступенчатых разломов субширотного протяжения с амплитудами смещения кровли кристаллического фундамента по нескольку метров и несколько десятков метров и – в одном случае (по Бердянскому профилю) до 300 м [Харечко, 1960]. На суше, в прибрежной полосе, сбросы небольшой амплитуды выявлены бурением, а также при археологических раскопках, что указывает на активность зоны и в голоцене, и в последние тысячелетия [Потапчук и др., 1985; Никонов, 2002б, 2003; Леонова и др., 2006].

САР это тектонический шов вертикального заложения с проникновением в кристаллический фундамент на глубину не менее 8–10 км. Зона разлома имеет ширину 5–15 км и протягивается прямолинейно на 250 км, что позволяет считать ее шовной структурой высокого порядка [Потапчук и др., 1985; Чебаненко и др., 1987; Потапчук, 1988; Никонов и др., 2001]. В западной части САР, между меридианами кос Обиточной и Бердянской, непосредственно к югу от береговой линии поверхность докембрийского фундамента резко опускается от 200 до 900 м и к тому же нарушена серией ступенчатых субширотных сбросов, два из которых имеют амплитуду 40 и 80 м, особенно по профилю у Бердянска. Опускание кровли фундамента по профилю косы Обиточной направлено к юго-юго-западу. С.А. Несмеяновым приводились свидетельства, включая буровые данные, наличия Северо-таганрогского новейшего разрыва длиной не менее 80 км от Миусского лимана до нижнего течения р. Дон [Леонова и др., 2006]. Ранее в подтверждение молодой тектонической активности и в дополнение к каталогу исторических землетрясений в зоне САР опубликованы сведения о разрывных и сейсмогравитационных голоценовых нарушениях в пределах зоны [Никонов, 2002б, 2003]. Разнообразные нарушения в позднеплейстоценовых и голоценовых отложениях и в культурных слоях стоянок каменного века и на раскопках греко-римского г. Танаис имеют определенные признаки палеосейсмодеформаций, разрывных и сейсмогравитационных. Вместе с признаками молодой тектонической активности зоны САР, с одной стороны, и сведениями о слабых землетрясениях в зоне за последние 200 лет, с другой, дали достаточное основание считать САР зоной ВОЗ, что и было отражено на карте ОСР-2014-ОСР-2016 (однако без учета сведений о разрушительных землетрясениях античности и более ранних) [Уломов и др., 2015].

При наличии сведений о землетрясениях, исторических и современных, вдоль САР появилась исключительная возможность попытаться обнаружить процесс латеральной пространственно-временной миграции очагов за период 200 лет в пределах крупной структурно-динамической единицы.

Землетрясения инструментального периода

Приазовье относится к области «неуверенного сейсмического мониторинга». Наблюдения за сейсмическими событиями ($M \geq 3$) проводятся сейсмическими станциями на Черноморском побережье, в Краснодарском крае, в Крыму, в Воронежском районе и на Украине. Ближайшие станции удалены от эпицентров на 200 км и более, что сказывается на точностях определения параметров гипоцентров.

По данным Международного Сейсмологического центра ISC до 2000 г. в северном Приазовье известно два землетрясения: 11.07.1996 с mb = 3,0 и 08.09.1997 с mb = 3,5, эпицентр которого локализован несколько южнее в Таганрогском заливе. Этот список в последнее десятилетие дополнен Бердянским (Осипенковским) землетрясением 31.07.2006 г. с $M_w = 3{,}3$ и Мариупольским землетрясением 07.08.2016 г. с $M_w = 4{,}6$ (GCMT). Последнее из названных сопровождалось слабыми афтершоками [Китов и др., 2017].

31.07.2006 Бердянское (Осипенковское) землетрясение в 09^h04^m с $M_w = 3{,}3$ произошло в Приазовье на территории Запорожской области Украины, примерно в 20−25 км от г. Бердянска в переходной зоне от Приазовского поднятия Украинского щита Русской палеозойской платформы к Северо-Азовскому прогибу. По оценкам Крымских сейсмологов первый вариант макросейсмического эпицентра с координатами $\varphi = 47{,}00°N \pm 0{,}13°$, $\lambda = 36{,}62°E \pm 0{,}26°$ расположен к северо-западу от Бердянска в центре треугольника, составленного поселками Андреевка, Елисеевка и Осипенко, в которых землетрясение ощущалось с интенсивностью $I = 5$ баллов по шкале MSK-64. Второй вариант макросейсмического эпицентра предложен в [Пустовитенко и др., 2012; Никонов, Габсатарова, 2012]. Координаты макросейсмического очага вблизи Осипенко – 46,91°N 36,83°E, а изолинии вытянуты вдоль САР. Поскольку ни в Андреевке, ни в Елисеевке не было произведено макросейсмического обследования с выездом на места, а сообщения были слишком краткими для убедительного присваивания этим пунктам конкретных высоких баллов, то в качестве пункта с балльностью 5 принято только с. Осипенко. А эффекты в Андреевке и Елисеевке рассматривались как локальные, связанные, например, с особенностью грунтов. Позднее, после Бердянского события 2006 г. с $M_w = 3{,}3$, авторами подтверждена Азовская зона ВОЗ с $M_{max} = 5$ (на период в столетия) [Никонов, Габсатарова, 2012].

07.08.2016 г. в 08^h15^m в этой зоне ВОЗ примерно в 50–60 км к северо-востоку от г. Бердянска произошло Мариупольское пятибалльное землетрясение с $M_w = 4{,}6$. По данным Обнинского Сейсмологического бюллетеня его параметры определены по данным 172 станций России и международных сетей, записавших это землетрясение на расстояниях от 2 до 82 град. Таким образом, в этом веке оно явилось одним из сильнейших платформенных землетрясений, уступающим лишь Калининградским землетрясениям 21.09.2004 г.

Обобщая макросейсмические сведения об этом землетрясении, которые удалось собрать без специального обследования потрясенной области, отметим несколько общих позиций. Из общего числа 47 населенных пунктов, попавших в список, толь-

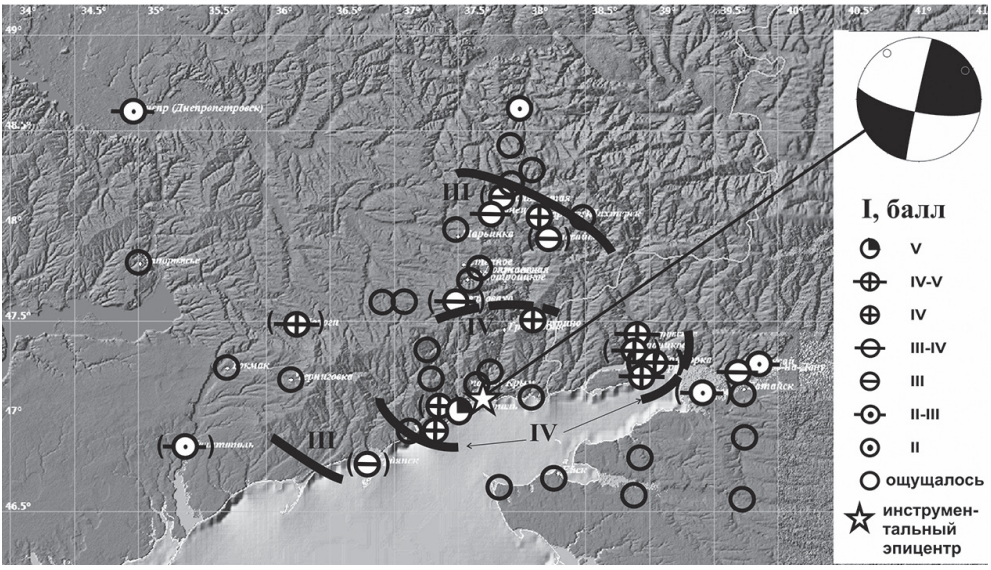


Рис. 2. Карта: пункты-баллы, фрагменты изосейст для Мариупольского землетрясения 07.08.2016 г. и механизм очага по данным GCMT каталога

ко для 21 пунктов удалось дать оценки интенсивности. При этом в значительной их части оценки возможно сделать приблизительно, поскольку сведения по каждому из таких пунктов поступили от одного-двух информаторов. В таких случаях оценки даны в скобках (рис. 2).

Из нескольких городов сообщали о сотрясениях на высоких этажах, на 8–10-м, только на них, или значимо сильнее на них. Такие сообщения поступили из Ростова, Донецка, Бахмута (бывший Артемовск), Мариуполя, Запорожья. Для полноценного представления макросейсмического поля полученных данных явно недостаточно. Тем не менее, учтенные сведения обнаруживают характерное распределение, а именно, убывание интенсивности от пункта с максимальным значением $I = 5$, к периферии. «Отскоки» единичны и не нарушают общей картины.

На ряде участков проведенные изосейсты IV и III балла непротиворечиво, хотя и неполно, отражают субширотную вытянутость длинных осей изосейст и соответствующих зон интенсивности и, вероятно, очага. Осевая зона высшей изосейсты IV балла вытянута точно вдоль северного побережья Азовского моря. Именно так, по независимым геологическим данным, проходит зона Северо-Азовского разлома с несколькими параллельными разрывами в осадочном чехле и, вероятно, в фундаменте. Признаки активности, по крайней мере, одной из его ветвей в плейстоцене и голоцене, то есть за десятки тыс. лет, дают основание считать разлом сейсмогенерирующим.

Собранные макросейсмические сведения о Бердянском (Осипенковском) и о Мариупольском землетрясениях [Никонов, Габсатарова, 2016] позволили составить схемы макросейсмического поля и определить глубины очагов в пределах $h = 6–10$ км. Для Мариупольского землетрясения по инструментальным данным также получено значение глубины очага 8 км [Китов и др., 2017]. Это означает возникновение очагов в кристаллическом фундаменте. Изосейсты землетрясений вытянуты в субширотном направлении.

Затухание интенсивности колебаний, спектральные и очаговые параметры

Для расчета на близких гипоцентральных расстояниях (до 100 км) взяты средние значения коэффициентов: $b = 1{,}5$, $\nu = 3{,}5$, $c = 3{,}0$, применимые к платформенным очагам. Для удаленной зоны землетрясения 2016 г. на расстояниях 100–450 км коэффициенты уравнения макросейсмического поля уточнены: $b = 1{,}6$, $\nu = 3{,}5$, $c = 3{,}3$ (рис. 3). Спектральные и очаговые параметры для Бердянского землетрясения рассчитаны по амплитудному и энергетическому спектру записи поперечной волны прибором СХ (составляющая E-W) станцией «Феодосия» и получены динамические параметры очага: сейсмический момент $M_0 = 10{,}69 \cdot 10^{13}$ Н·м, сброшенное напряжение $\Delta\sigma = 1{,}20 \cdot 10^5$ Па, средняя подвижка по разрыву $0{,}21 \cdot 10^{-2}$ м. По сейсмическому моменту M_0 рассчитана моментная магнитуда, ее значение составило $M_w = 3{,}3$ [Пантелеева, Свидлова, 2012].

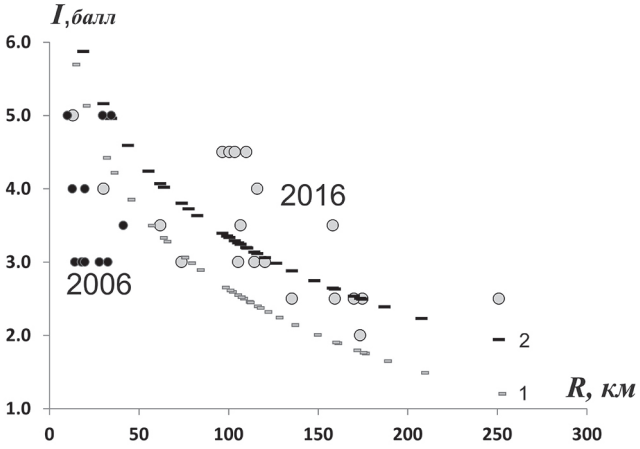


Рис. 3. Характер зависимости наблюденной интенсивности (*I*, балл) в населенных пунктах от гипоцентрального расстояния (*R*, км) для Бердянского 31.07.2006 г. (черные круги) и Мариупольского 07.08.2016 г. (серые круги). 1 – расчетные значения с использованием коэффициентов $b = 1{,}5$, $\nu = 3{,}5$, $c = 3{,}0$; 2 – расчетные значения с использованием коэффициентов $b = 1{,}6$, $\nu = 3{,}5$, $c = 3{,}3$

Для Мариупольского землетрясения получена оценка скалярного сейсмического момента и спектральной магнитуды Канамори по спектру станции «Анапа», удаленной от эпицентра на 260 км $M_0 = 1{,}8 \cdot 10^{16}$ Ньютон·метр, $M_w = 4{,}8$.

Механизм очага Мариупольского землетрясения 07.08.2016 г.

Несмотря на относительно небольшую магнитуду события, для него имеется уникальная информация в Global CMT Catalog по значению скалярного сейсмического момента, моментной магнитуды и по механизму очага, построенного на основании тензора момента. Согласно сообщению, на сайте Global CMT Catalog, тензор момента Мариупольского землетрясения 07.08.2016 г. был рассчитан методом инверсии по записям объемных волн 13 станций и поверхностных волн

72 станций и представлен на рис. 2. В ФИЦ ЕГС РАН механизм очага построен по знакам первого движения в Р-волне, которые уверенно были выделены на 33 сейсмических станциях, удаленных от очага на расстояния от 2,3 до 45,3° и хорошо окружавших эпицентр. Для расчета использовалась программа FA А.В. Ландера. Получены близкие решения, описывающие тип движения в очаге как подвижка по простиранию (strike-slip), левосторонний сдвиг по нодальной плоскости NP1, субмеридионального (Strike = 192°) простирания, правосторонний сдвиг – по NP2, субширотного (Strike = 101°) простирания.

Обе плоскости имеют крутое падение (DP_{NP1} = 75 и 88°, DP_{NP2} = 85 и 75°). По знакам в Р-волне получено еще одно решение с близкими статистическими оценками качества построения нодальных плоскостей и осей сжатия и растяжения, представляющего взбросо-сдвиг. В качестве окончательного решения был выбран сдвиг, подтвержденный решением GCMT. Вспомним, что сдвиговый характер движения в очаге характеризовал и платформенные Калининградские землетрясения 21.09.2004 г. Таким образом, обработка материалов по Мариупольскому землетрясению 07.08.2016 г. позволила не только лучше представить геодинамическую ситуацию в зоне САР, но и расширить представление о механизмах очагов землетрясений на Восточно-Европейской платформе.

Землетрясения исторического периода

Вопрос о местных землетрясениях вдоль северного ограничения впадины Азовского моря поднят на рубеже XX и XXI вв. в связи с работами по оценке возможной сейсмической опасности района Ростовской АЭС [Никонов, 2002б; 2003]. Затем, на

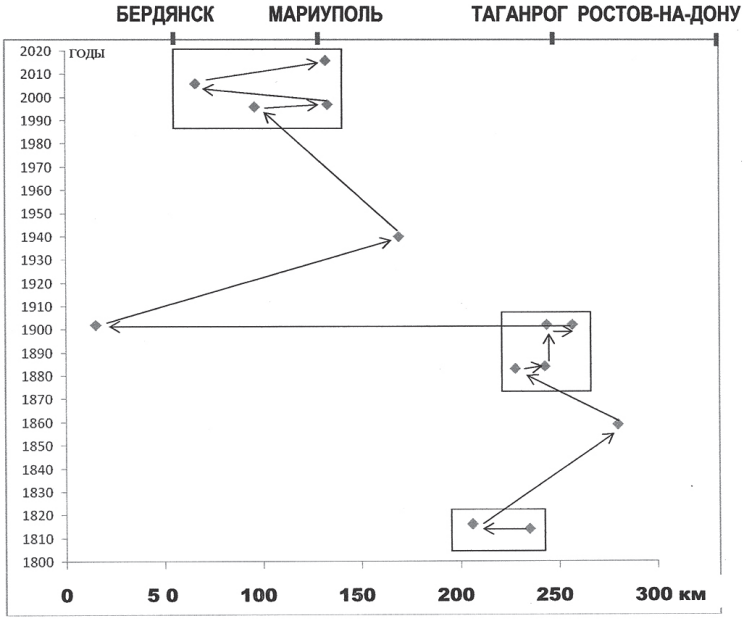


Рис. 4. Пространственно-временной график возникновения слабых землетрясений (M = 3÷4,6) в зоне Северо-Азовского разлома за все время наблюдений

основании не привлекавшихся ранее первоисточников, был составлен каталог землетрясений региона [Никонов, 2003; Никонов, Шварев, 2006; 2011]. Большая часть этих землетрясений происходила на северном побережье Азовского моря. К востоку от границы с Украиной и почти до г. Ростова, вдоль простирания САР, но нигде в окружности, последовательно возникали землетрясения в 1816, 1883, 1814, 1884, 1902, 1859 гг. интенсивностью IV÷IV-V баллов [Никонов, 2002а, б, 2003]. Обращает внимание тот факт, что 10 мая 1814 г. колебания ощущались как в Таганроге, так и в Ростове, то есть ось макросейсмического поля на востоке вытягивалась широтно, вдоль разлома. Выделяются три временных кластера, 1814–1816, 1859–1884, 1902 гг. В промежутках и после 1940 г. до 1996 г. местные землетрясения в указанной полосе не фиксировались. По наблюдениям за последние 200 лет отчетливо проявляется периодическая сейсмическая активизация зоны САР. За инструментальный период разрядка в виде умеренных землетрясений возникала с интервалом в 10 лет. Осипенковское (Бердянское) 2006 г. M_w = 3,3 и Мариупольское 2016 г. M_w = 4,6 землетрясения продолжили заполнение бреши между очагами землетрясений 01.10.1902 и 20.06.1940 гг. (рис. 4).

Выводы

Сейсмическую активизацию зоны САР после 56-летнего молчания вряд ли можно считать случайностью, тем более, с учетом режима возникновения землетрясений в зоне в предыдущие 200 лет. Обращают внимание три факта, а именно, смещение очаговых областей землетрясений XXI в. к востоку (см. рис. 4), увеличение магнитуды второго события XXI в. по сравнению с первым, и сейсмическое молчание самого восточного участка зоны с 1859 г., то есть в течение 160 лет.

Все это может служить основанием для рассмотрения именно восточного участка САР как потенциальной очаговой области. Сейсмическое оживление в Приазовье в начале XXI века: с вытянутыми субширотно эпицентральными областями событий, со смещением их к востоку, происходит на том же его отрезке, который оживал в 1859–1884 гг., но в обратном направлении. Это позволяет полагать, что нынешняя фаза активности может разрешиться значительным событием на востоке, непосредственно в районе г. Ростова, в течение нескольких десятков лет. Ввиду нахождения в Северном Приазовье нескольких крупных городов, важных коммуникаций и Ростовской АЭС адекватная оценка сейсмического потенциала зоны САР за многие столетия и тысячелетия, то есть как сейсмолинеамента, остается актуальной задачей и требует специальной проработки.

Литература

Китов И.О., Санина И.А., Сергеев С.С., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л. Обнаружение, оценка магнитуды и относительная локация слабых афтершоков с помощью кросс-корреляции волновых форм: землетрясение 7 августа 2016 г. в Мариуполе // Сейсмические приборы. 2017. Т. 53. № 2. С. 58–80.

Леонова Н.Б., Несмеянов С. А., Виноградова Е.А., Воейкова О.А., Гвоздовер М.Д., Миньков Е.В., Спиридонова Е.А., Сычева С.А. Палеоэкология равнинного палеолита (на примере комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная балка в Северном Приазовье) М. : Научный мир, 2006. – 360 с.

Никонов А.А. Каталог ощутимых землетрясений района Ростовской АЭС. Отчет по теме: «Уточнение сейсмических и тектонических условий размещения площадки Ростовской АЭС». М. : 2002а. С. 206–212.

Никонов А.А. О современной геодинамической активности области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (по сейсмологическим данным) // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Матер. междунар. конф. Воронеж. 2002б. С. 163–166.

Никонов А.А. Ростовская АЭС располагается в геодинамически и сейсмически безопасной зоне? // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений: Матер. междунар. конфер. М. : 2003. CD-ROM. С. 185–188.

Никонов А.А., Белоусов Т.П., Энман С.В. Землетрясения юга Восточно-Европейской платформы и их структурная позиция // Физика Земли. 2001. № 5. С. 30–44.

Никонов А.А., Габсатарова И.П. Северо-Азовский сейсмолинеамент – активная и опасная структура // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы: Материалы XVIII международной конференции. Воронеж. 2012. С. 224–229.

Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмичность платформенного юга Европейской России в сопоставлении с морфоструктурами // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения : Матер. XII международной конференции. Воронеж. 2006. Т. 2. С. 23–26.

Никонов А.А., Шварев С.В. Землетрясения доисторического периода в системе совершенствования оценок сейсмической опасности/безопасности (Восточно-Европейская платформа и ее обрамление) // VII Общероссийская конференция «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской федерации». Москва. 2011. С. 224–227.

Потапчук И.С. Тектоника южного склона Приазовского массива. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Киев. 1988. – 261 с.

Потапчук И.С., Мацуй В.М., Верховцев В.Г. Новые данные о разрывных нарушениях четвертичного возраста на северном побережье Азовского моря // Геологический журнал. 1985. № 3. Стр. 129–131.

Пустовитенко А.Н., Свидлова В.А., Князева В.С., Бушмакина Г.Н., Габсатарова И.П. Две версии изосейст Осипенковского (Бердянского) землетрясения 31 июля 2006 г. с Mw = 3,3, I_0 = 5 (Украина, Запорожская обл.) // Землетрясения Сев. Евразии, 2006 г. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 359–366.

Уломов В.И., Богданов М.И., Пустовитенко Б.Г., Перетокин С.А., Стром А.Л., Акатова К.Н., Данилова Т.И., Медведева Н.С. Анализ сейсмической опасности Крыма и Северного Кавказа и адаптация полученных оценок к комплекту карт ОСР-2014 // Инженерные изыскания. 2015. №13. С. 12–27.

Харечко Г.Е. До питання про тектоніку Руської платформи в районі міст Бердянськ-Ногайск (за данными геофізичних досліджень) // Геологічний журнал. Т. XX. Вып. 1. Київ. 1960. С. 73–80.

Чебаненко И.И., Потапчук И.С., Шаталов Н.Н. Тектонические и историко-геологические особенности Северо-Азовского прогиба и перспективы его нефтегазоносности // ДАН УССР. Сер. Б. 1987. № 1. С. 29–33.

УДК 550.34+551.24

ПРОЯВЛЕНИЕ ПРЕДШЕСТВУЮЩЕЙ СЕЙСМОАКТИВНОСТИ И ЗАТИШИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Е.И. Пономарёва

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

В работе рассмотрены некоторые результаты изучения пространственно-временного распределения эпицентров землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4{,}4$) в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ). Приводится интерпретация полученных результатов и проведено их сопоставление с результатами натурного эксперимента по изучению режима сейсмических импульсов, фиксирующихся сейсмостанциями в условиях разрушения мелких неровностей на плоскости Ангарского разлома при скольжении бетонного блока. Выявленные оценки периодов, предшествующих землетрясениям, могут быть применены как дополнение к имеющимся признакам подготовки землетрясений при долго- и среднесрочном прогнозе в БРЗ.

Введение

Байкальская рифтовая зона является одним из сейсмоопасных регионов нашей страны. Возможные землетрясения могут нанести значительный ущерб плотно населенным районам и территориям с экологически опасными сооружениями. При современном уровне урбанизации и развитии средств производства необходимость в постоянном слежении за вариациями сейсмичности для своевременного принятия превентивных мер по снижению сейсмического риска значительно увеличилась. Возросла необходимость совершенствования методов решения задач долго- и среднесрочного прогноза опасных землетрясений. За последние десятилетия в области разработок методов прогнозирования землетрясений уже достигнуты определенные результаты [Завьялов, 2006; Касахара, 1985; Моги, 1988; Ружич, 1997; Соболев, 2004]. Данное исследование выполнено с целью усовершенствования имеющихся методов долго- и среднесрочного прогноза применительно к геодинамическим условиям БРЗ, в связи с чем решались следующие задачи: выявить стадийность периодов подготовки землетрясений, интерпретировать полученные результаты с учетом их сопоставления с данными, полученными при изучении генерации сейсмических импульсов, возникающих в моменты разрушения неровностей на небольшом участке плоскости Ангарского разлома. Исходные сейсмологические материалы, использованные для исследования вопроса, были предоставлены Байкальским филиалом ФИЦ ЕГС РАН (г. Иркутск). Анализ сейсмических данных осуществлялся с помощью специально разработанного под руководством В.В. Ружича программного пакета EQ [Левина, 2005]. Измерение механических параметров и определение режимов динамического разрушения неровностей при проведении физического моделирования осуществлялись с применением специальной деформометрической аппаратуры «Сдвиг–4м», силового датчика «Токвес», гидравлического домкрата и трехканальных сейсмостанций «Байкал–HR7».

Анализ сейсмического режима при подготовке землетрясений в БРЗ

При пространственно-временном анализе сейсмического процесса в БРЗ акцент сделан на подготовке очагов умеренных и значительных землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4{,}4$). Были рассмотрены 26 землетрясений с $12{,}0 \leq K \leq 16{,}0$ (эпицентры землетрясений, попавших в выборку, иллюстрирует рис. 1). При подготовке указанных сейсмических событий реализовывается классический сценарий сейсмическо-

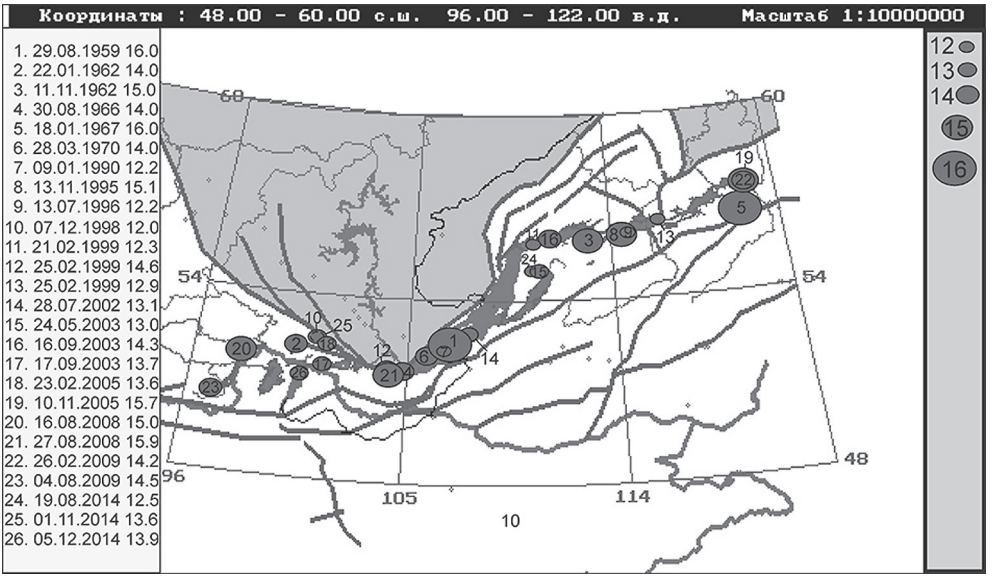


Рис. 1. Сейсмические события в пределах Байкальской рифтовой зоны за период 1959–2014 гг. с $12{,}0 \leq K \leq 16{,}0$, попавшие в выборку

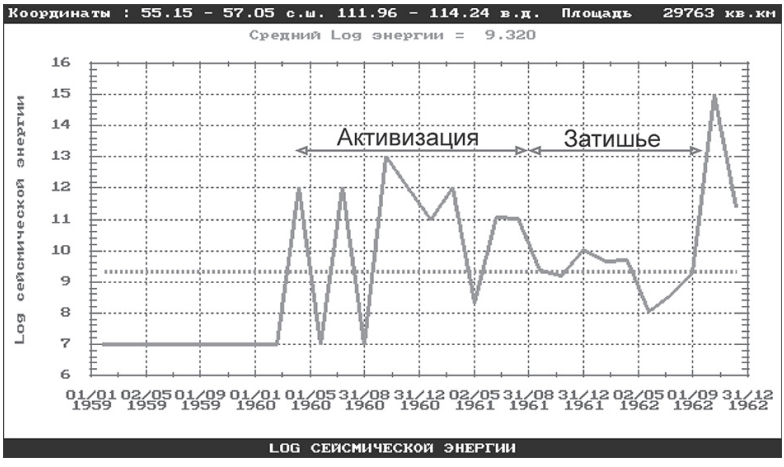


Рис. 2. Пример характерного для многих землетрясений сейсмического режима в виде предшествующей сейсмоактивности и последующего затишья в районе готовящегося очага Муяканского землетрясения 11.11.1962 г. с $K = 15{,}0$

го режима в виде предшествующей сейсмоактивизации и последующего затишья [Мячкин, и др., 1975; Нерсесов, и др., 1976; Ружич, 1997]. В качестве примера представлен рис. 2, где отображен режим выделения сейсмической энергии в очаговой области готовящегося Муяканского землетрясения 11 ноября 1962 г. с К = 15,0 и $I_0 = 8$.

Рассматриваемые площади распределения эпицентров слабых событий на стадии подготовки основного толчка подбирались индивидуально для каждого землетрясения в зависимости от геометрии полей форшоков и афтершоков и по размерам варьировались от 900 до 18000 км². При этом обращалось внимание на различную конфигурацию анализируемых эпицентральных полей по отношению к разломам, разломным узлам и межвпадинным перемычкам. По рассмотренным землетрясениям БРЗ установлено, что с увеличением энергии готовящегося землетрясения возрастает и длительность периодов его подготовки как общего, так и по отдельности в виде затишья и активизации. На рис. 3 показано, что общий период финальной стадии подготовки главного сейсмического шока, характерном для многих сейсмических событий БРЗ, имеет вид:

$$Y = 4{,}0028 \ln(x) - 11{,}703, \text{ при } R^2 = 0{,}72.$$

Например, для геодинамических условий БРЗ можно отметить, что подготовка значительного землетрясения с К ≥ 13 (М ≥ 5) и К ≥ 15 (М ≥ 6,3) составляет соответственно около 550 и 750 суток.

Следующая зависимость, представленная на (рис. 4, а), дает возможность судить о длительности предшествующего затишья от энергии главного события:

$$y = 4{,}417 \ln(x) - 11{,}838, \text{ при значениях } R^2 = 0{,}75.$$

На рис. 4, б представлена зависимость связи длительности периода предшествующей сейсмической активизации с энергией произошедшего землетрясения:

$$y = 2{,}9434 \ln(x) - 2{,}6716, \text{ при значениях } R^2 = 0{,}61.$$

При мониторинге возникающих эпицентральных полей в БРЗ, выявленные временные интервалы по отдельности и в целом, дают возможность оценивать текущий энергетический потенциал готовящихся очагов землетрясений. При усовершенствованном способе среднесрочного прогноза параметров ожидаемого землетрясения,

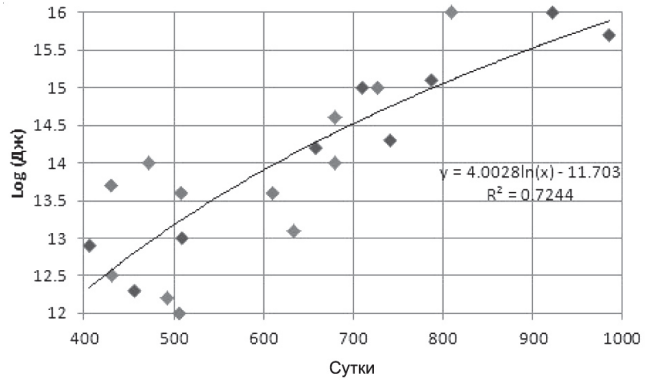


Рис. 3. График соотношения энергии землетрясения и общей длительности режима его подготовки для землетрясений в БРЗ

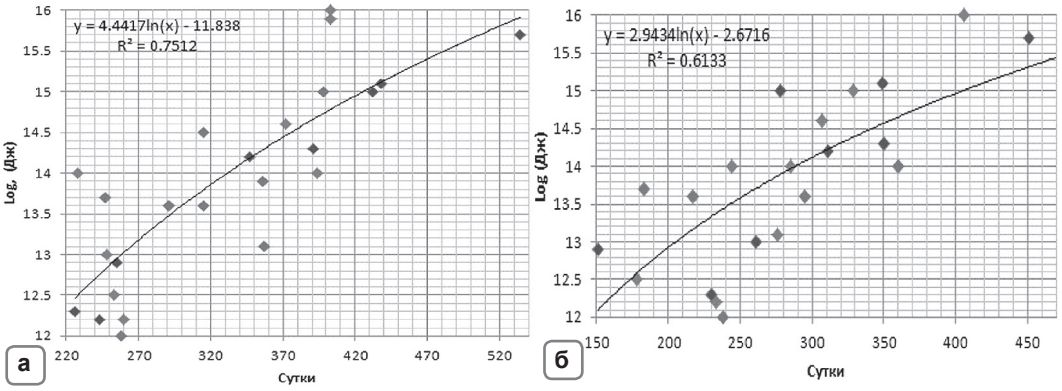


Рис. 4. Соотношение энергии землетрясения и длительности предшествующего затишья (а); соотношение энергии землетрясения и длительности предшествующей активизации (б)

в расчетах следует учитывать оценки длительностей предшествующих проявлений сейсмической активизации и сейсмических затиший.

В рамках данной работы проанализировано также соотношение энергии главного события и максимальной энергии его форшока. Расчеты показали, что средняя разность между выделившейся энергией главного события и энергией максимального толчка, составляет примерно 2,8. К примеру, если энергетический класс предшествующего события варьируется в пределах К = 9–10, то потенциал ожидаемого землетрясения может реализоваться в пределах значений К ≈ 12,0–12,9. Соответственно событиям выше К = 14 могут предшествовать наиболее сильные толчки в периоды сейсмической активизации со значением $К_{макс}$ ≈ 11,0–12,9.

Для получения более значимых представлений о механизмах возникновения очагов землетрясений проводилось физическое моделирование [Ружич и др., 2014]. Натурные эксперименты осуществлялись на небольшом сегменте зоны Ангарского разлома в п. Лиственичное на побережье озера Байкала. С использованием деформометрической и сейсмометрической аппаратуры изучался режим генерации сейсмических импульсов при гравитационном скольжении армированной бетонной плиты, с весом порядка 600 кг, по наклонной естественной шероховатой поверхности Ангарского разлома.

В результате была получена графическая запись, которую можно рассматривать как феноменологическую модель, иллюстрирующую проявление эпизодов деструктивного взаимодействия скользящей под действием собственного веса плиты с неровностями в разломе. Такое взаимодействие сопровождалось формированием источников генерации сейсмических колебаний с характерным проявлением сейсмического цикла в процессе подготовки и реализации значительного по амплитуде сейсмического импульса. На рис. 5 представлена запись одного из характерных эпизодов генерации микроземлетрясения при гравитационном смещении плиты вниз по плоскости разлома на расстоянии 18 см. В зависимости от прочностного состояния неровностей на разломе, их линейных размеров и конфигурации, сейсмодатчики фиксировали фазы: предшествующей сейсмоактивизации и затиший, которые возникали при изменении скорости скольжения в моменты столкновения плиты с неровностями и последующего срыва. В данном эксперименте стадия

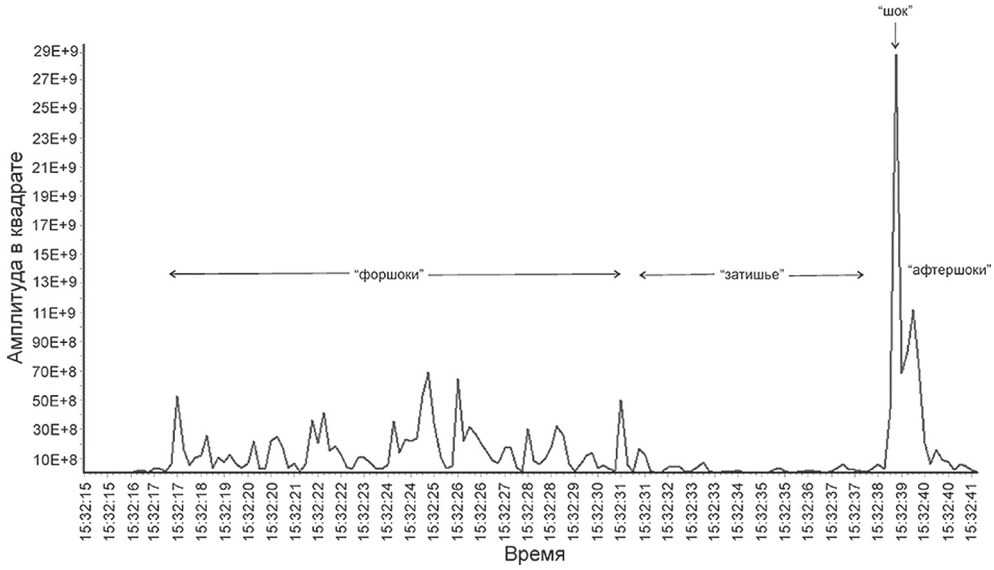


Рис. 5. Сейсмическая запись, полученная во время эпизода разрушения выступа на плоскости разлома

предподготовки проявилась в появлении активизации сейсмического излучения с последующим затишьем. Затем последовал очень кратковременный скачок амплитуды ускорения сейсмических колебаний, связанный с максимальным импульсом. Приведенный на рис. 5 наибольший по амплитуде сейсмический импульс зафиксирован в момент резкого ускорения движения плиты при ее срыве с поверхности преодоленной неровности.

Выводы

На основе совокупности полученной информации можно сделать вывод о возможности с большей надежностью осуществлять среднесрочный прогноз землетрясений применительно к геодинамическим условиям БРЗ. Рассмотренное усовершенствование разработанного ранее способа среднесрочного прогноза землетрясений в БРЗ уже используется для слежения за режимом пространственно-временного распределения потока текущих сейсмических событий с целью выявления параметров места, энергии и примерного времени ожидания ощутимых или более сильных землетрясений. При сложившейся ситуации прогностическая уточненная оценка времени наступления сейсмического события в БРЗ в рамках краткосрочного прогноза остается проблематичной. С установленной вероятностью для условий БРЗ равной $p = 0{,}72$, есть возможность определять местоположение будущих эпицентров умеренных и значительных землетрясений. Приведенные оценки длительности стадий, предшествующих сейсмическому шоку, могут служить ориентиром при выявлении мест подготовки очень сильных землетрясений по сейсмическому режиму. Это необходимо учитывать, так как при их многолетних стадиях сейсмического затишья изучаемые районы могут быть распознаны как малоактивные, что приведет к ошибкам типа «пропуск цели».

Литература

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М. : Наука, 2006. – 254 с.

Касахара К. Механика землетрясений: Пер. с англ. М. : Мир, 1985. – 264 с.

Левина Е.А. Новое программное обеспечение для анализа сейсмического режима и разработки среднесрочного прогноза землетрясений / Е.А. Левина, В.В. Ружич // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центр. Азии. 2005 ; вып. 3. С. 204–207.

Моги К. Предсказание землетрясений: Пер. с англ. М. : Мир, 1988. – 382 с.

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

Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях // Исследования по физике землетрясения. М. : [б.и.]. 1976. С. 140–168.

Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Издательство СО РАН, 1997. – 144 с.

Ружич В.В., Черных Е.Н., Пономарева Е.И. Экспериментальное моделирование механизмов возникновения источников сейсмических колебаний при взаимодействии неровностей в разломах // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: Тезисы докладов Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран (11–16 августа 2014 г., г. Иркутск). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. – С. 94.

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

УДК 550.34

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ТУВЫ ПО ФОНОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И ПО АФТЕРШОКОВЫМ ПРОЦЕССАМ КРУПНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.Ф. Еманов[1,3], А.А. Еманов[1,2], Е.В. Лескова[1,2]

[1] Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск
[3] Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Ячеистая структура Тувы в виде сочетания впадин и горных хребтов в значительной степени определяет закономерности взаимосвязей тектоники и сейсмичности. В работе доказано, что фоновая сейсмичность на первый взгляд хаотич-

ная, с течением времени упорядочивается в соответствии с блоковой структурой региона. Наблюдается иерархия процессов в скорости проявления в сейсмичности. Важным дополнением является высокоточное исследование афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Тувы, в том числе с использованием сетей временных сейсмологических станций в эпицентральных зонах. Исследования выполнены для: Урег-Нурского (M_s = 7,0, 1970 г.), Бусингольского (M_s = 6,5, 1991 г.), Белин-Бий-Хемского (M_w = 5,7, 2008 г.), Саянского (M_L = 6,1, 2011 г.) и Тувинских (M_L = 6,7, 2011 г. и M_L = 6,8, 2012 г.). Бусингольское землетрясение и его уникальная активизация возникла на границе двух блоков горного обрамления, как сдвиговый разрыв, относящийся к оперению более крупного тектонического нарушения. Белин-Бий-Хемское землетрясение является сдвиговой деформацией по разлому поперёк блока с субпараллельными границами разной кинематики и подтверждает существование сдвигов с вращением блоков в области около рифтовых впадин (процесс взаимопроникновения разных режимов). Тувинские землетрясения вызваны процессом выдвижения клиновидного блока земной коры в северном направлении. Это выдавливание блока в условиях блочной структуры говорит о том, что блочное строение региона нарушает, в общем, когерентный деформационный процесс. Саянское землетрясение и данные о сейсмичности Западного Саяна показывают, что есть неравномерное горизонтальное движение блоков Тувинской котловины в северном направлении при доминирующем движении всей структуры в восточном направлении. Урег-Нурское землетрясение вызвано процессами вокруг воздымающегося небольшого блока: и афтершоки, и разрывы приурочены к локальным разломам и не увязываются со структурой региональных разломов.

Введение

Алтае-Саянская горная область характеризуется ячеистым строением с чередованием впадин и хребтов. Сложная разломно-блоковая структура отражается в особенностях развития сейсмического режима в этом регионе. Фоновая сейсмичность, на первый взгляд хаотичная, с течением времени упорядочивается в соответствии с блоковой структурой Алтае-Саянского региона, концентрируясь преимущественно в горном обрамлении впадин [Еманов и др., 2005; Опарин и др., 2008]. Наблюдается стабильность проявления тектонических процессов в фоновой сейсмичности, а также иерархия этих процессов в скорости проявления в сейсмичности. Крупные землетрясения региона вызывают интенсивные и длительные афтершоковые процессы [Еманов и др., 2006].

В данной работе делается попытка на основе детального изучения структурных особенностей афтершоковых процессов построить представления о тектонических процессах в очаговых областях крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области. Исследования выполняются по афтершоковым процессам сильных землетрясений, произошедших за период инструментальных наблюдений в Туве: Урег-Нурского (M_s = 7,0, 1970 г.), Бусингольского (M_s = 6,5, 1991 г.), Белин-Бий-Хемского (M_w = 5,7, 2008 г.), Саянского (M_L = 6,1, 2011 г.) и Тувинских (M_L = 6,7, 2011 г. и M_L = 6,8, 2012 г.). Крупнейшие землетрясения активизируют разломно-блоковые структуры локальных областей, и при увеличенной скорости протекания сейсмического процесса появляется возможность изучения взаимосвязей сейсмических процессов с тектоническими.

Сильнейшие землетрясения Тувы за период инструментальных наблюдений

Бусингольская впадина – это западное окончание системы рифтовых впадин Байкальской зоны. Именно здесь закономерности фоновой сейсмичности претерпевают значительные изменения [Еманов и др., 2005], изменяясь с алтайского типа на байкальский, а сама граница горных систем разного типа проходит по линейной системе приграничных рифтовых впадин: Белинская, Бусингольская и Терехольская. По фоновой сейсмичности в этих впадинах происходят землетрясения как во впадинах (байкальский тип сейсмичности), так и в горном обрамлении впадин (алтайский тип сейсмичности), однако большинство наиболее крупных землетрясений приурочены к горному обрамлению этих впадин.

Бусингольское землетрясение (27 декабря 1991 г., K = 16, M_s = 6,5) произошло в горном обрамлении одноимённой впадины, в Шишхидском нагорье (рис. 1, а). Афтершоковый процесс приурочен к разлому, разделяющему блоки горного обрамления и под острым углом примыкающего к Бусингольской впадине. Фактически это оперяющий разлом. Землетрясение привело к существенному изменению режима всей Белино-Бусингольской зоны. Возникла уникальная по длительности и пульсирующему режиму сейсмическая активизация (рис. 1, б) [Еманов и др., 2005, 2006].

Сейсмическая активность пульсирует с длительностью активизаций около одного месяца и с практически ежегодными повторами, но без строгой периодичности пауз (рис. 1, б). Звездочкой на рисунке представлено положение эпицентра Бусингольского землетрясения. Механизм очага землетрясения – практически чистый сдвиг (рис. 2). Афтершоковый процесс в первый момент распространился вдоль

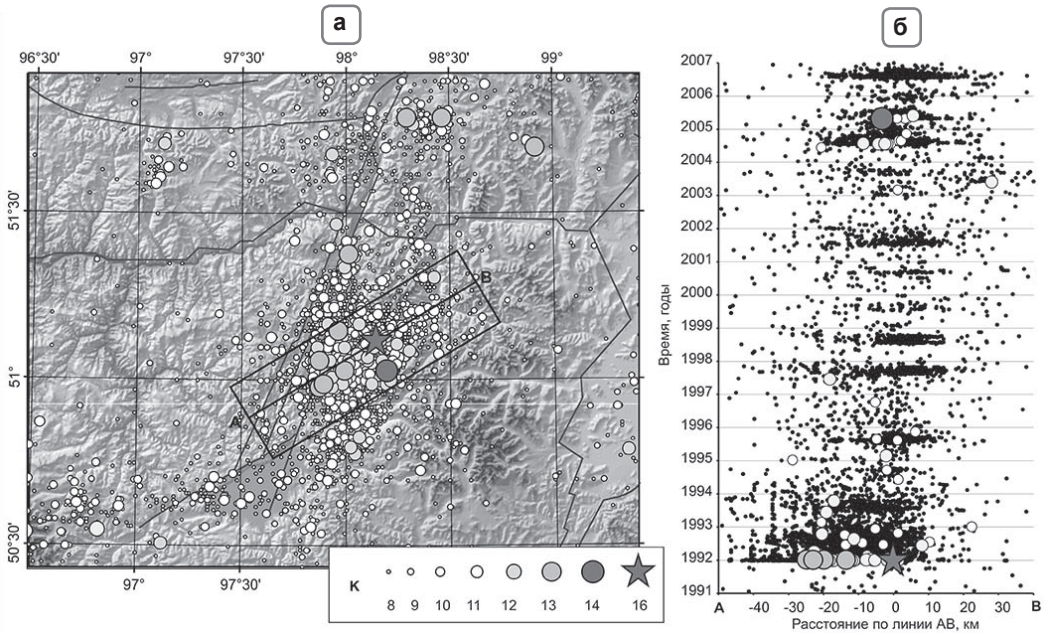


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений (а) и пространственно-временной анализ сейсмичности (б) Бусингольской впадины за период 1991–2007 гг. Звездочкой обозначен эпицентр Бусингольского землетрясения 1991 г. (K – энергетический класс)

разлома к юго-западу по направлению на впадину. Можно видеть, что последующие активизации медленно смещались вдоль разлома по направлению от впадины. С 2004 г. отмечается усиление сейсмической активности данного разлома, и до настоящего времени пульсирующая активизация продолжает существовать.

На рис. 2 представлены землетрясения Белино-Бусингольской зоны (звездочками отмечены эпицентры Бусингольского землетрясения на юге и Белин-Бий-Хемского – на севере). Если Бусингольская впадина прямолинейно вытянутая структура, то Белинская впадина сложно изогнута. К её изгибам приурочены и крупнейшие землетрясения с их афтершоками. На южном окончании Белинская впадина значительно сужается и огибает блок Шишхидского нагорья, выдвинутого к западу (рис. 2). Как было показано в более ранних работах [Опарин и др., 2008; Еманов и др., 2010], к этому блоку приурочены землетрясения 1974 г. (M_s = 5,2) и 1999 г. (M_s = 5,0), их афтершоковые процессы развиваются вдоль оперяющего разлома, секущего выдвинутый блок. Белин-Бий-Хемское землетрясение (16 августа 2008 г., К = 15, M_w = 5,7) произошло в горном обрамлении в районе изгиба Белин-

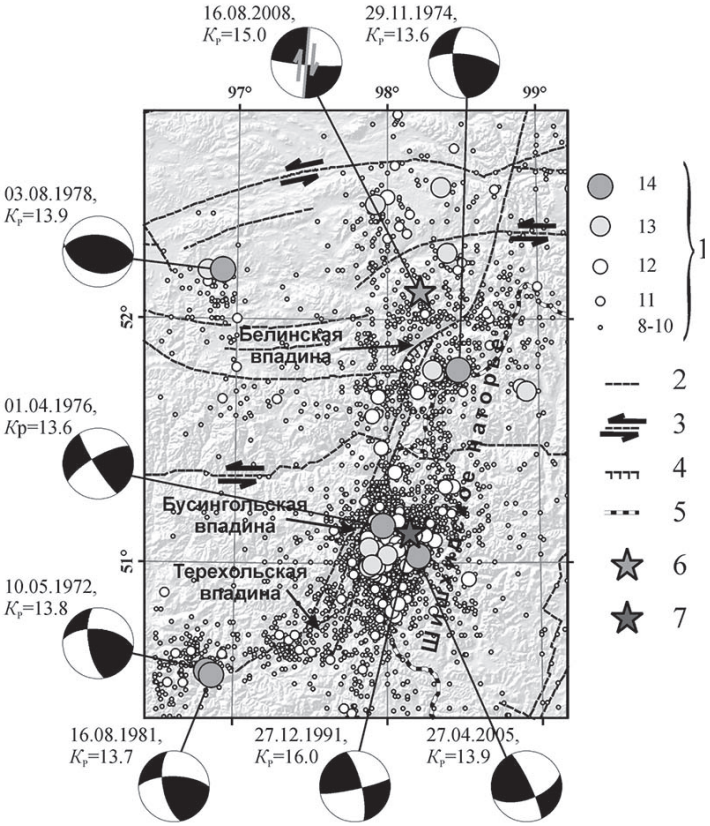


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Белино-Бусингольской зоны за период 1963–2007 гг.и механизмы очагов землетрясений с Кр > 13,5 в проекции нижней полусферы [Еманов и др., 2014б]. 1 – энергетический класс Кр; 2 – разломы: 3 – сдвиги, 4 – сбросы; 5 – государственная граница, 6 – эпицентр Белин-Бий-Хемского землетрясения (M_L = 5,7, 2008 г.), 7 – эпицентр Бусингольского землетрясения (M_s = 6,5, 1991 г.)

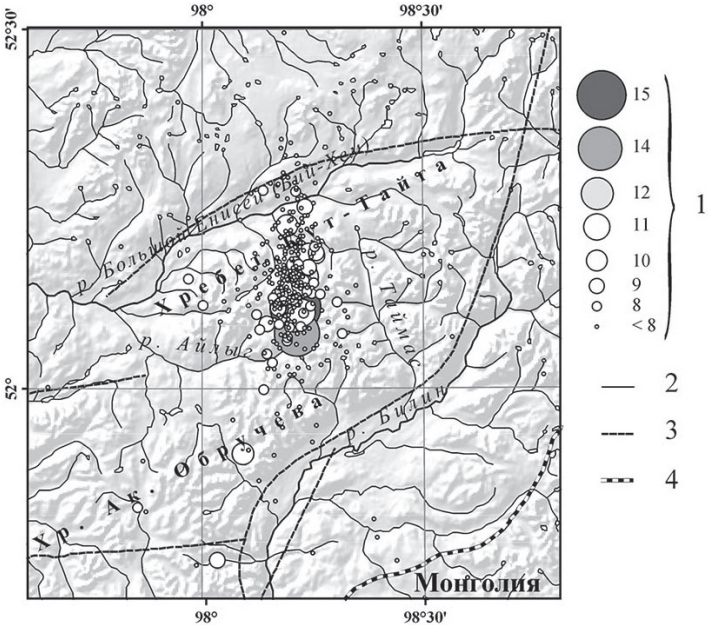


Рис. 3. Карта эпицентров Белин-Бий-Хемского землетрясения (M_w = 5,7, 2008 г.) и его афтершоков. 1 – энергетический класс Кр; 2 – реки; 3 – разломы; 4 – государственная граница

ской впадины в восточном направлении (рис. 2). Афтершоковый процесс развивался поперёк главных разломов, ограничивающих блок с севера и с юга, кинематика северного разлома сдвиговая, южного – растяжение (рис. 3, 4) [Еманов и др., 2014б].

В соответствии с имеющимися геологическими данными [Парфеевец и Саньков, 2006] и данными об афтершоках составлена модель Белин-Бий-Хемского землетрясения, представляющей из себя сдвиг с вращением блока (рис. 4), что по сейсмологическим данным подтверждает утверждение [Парфеевец и Саньков, 2006] о взаимном проникновении в пограничной области структур коллизионной природы и рифтовой. В самой структуре Белинской впадины отражается воздействие на неё коллизионных процессов с выраженным стремлением горизонтальных движений обогнуть систему рифтовых впадин с севера. Детальные исследования афтершоков Тувинских землетрясений (27 декабря 2011 г. с M_L = 6,7 и 26 февраля 2012 г. с M_L = 6,8) показали, что ведущую роль в создании напряжённого состояния сыграл процесс медленного выдвигания клинообразного хребта Ыдык к северу [Еманов и др., 2012б, 2014а].



Рис. 4. Модель Белин-Бий-Хемского землетрясения – сдвиг с вращением блока

На рис. 5 представлены карты эпицентров и плотности афтершоков Тувинских землетрясений. Первое Тувинское землетрясение 2011 г. (механизм очага – сдвиг) произошло в северной части активизированной области и сформировало линейно вытянутый вдоль Каахемского разлома афтершоковый

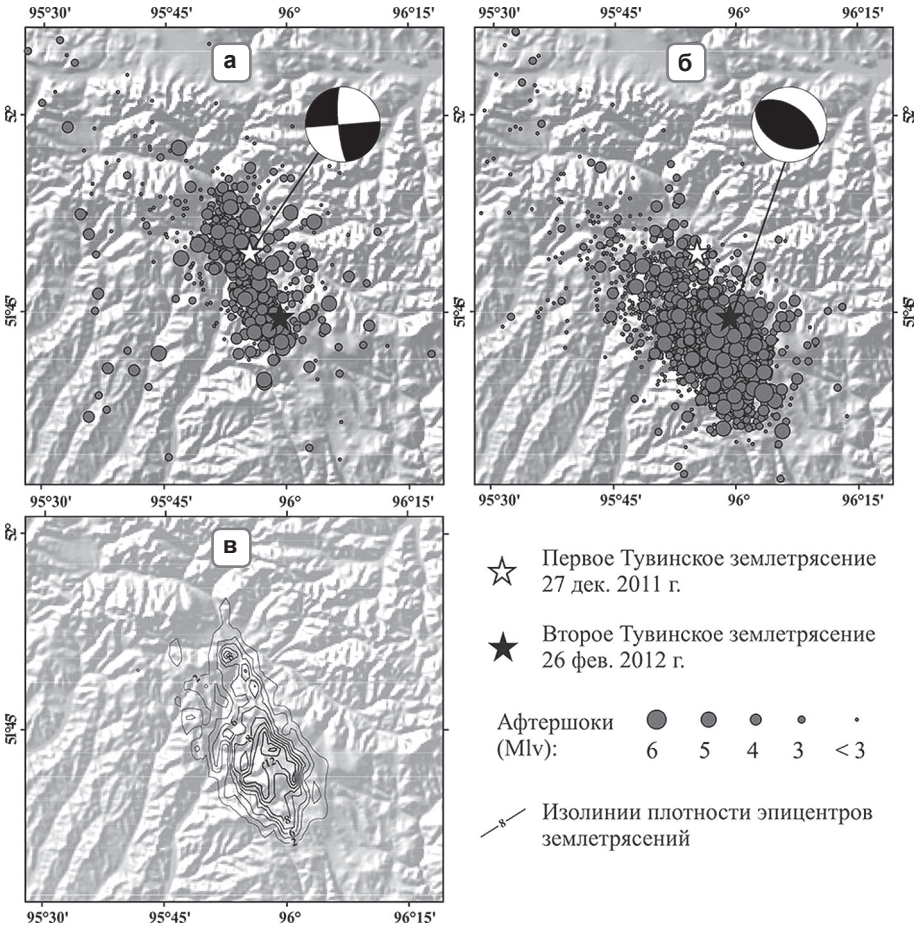


Рис. 5. Карты эпицентров и плотности афтершоков Тувинских землетрясений 2011–2012 гг.: а – афтершоки за период от Первого Тувинского до Второго землетрясений (27 декабря 2011 г. – 26 февраля 2012 г.), б – эпицентры афтершоков после Второго Тувинского землетрясения за период 26 февраля – 22 мая 2012 г., в – карта плотности афтершоков с $M \geq 3$

процесс. Через два месяца на южном окончании произошло Второе Тувинское землетрясение 2012 г. (механизм очага – взброс). Афтершоковый процесс получил развитие преимущественно по двум разломам, ограничивающим блок хребта Ыдык. По геологическим данным [Аржанникова, Аржанников, 2014] этот блок выдвигается в северном направлении продолжительное время, что отражается и в столообразном смещении русла реки Каа-Хем (Енисей) (рис. 6). Ведущую роль в создании напряжённого состояния в эпицентральной зоне Тувинских землетрясений сыграли: выдвижение клинообразного хребта Ыдык к северу и поворот Каахемского разлома с меридионального направления на широтное. Поворот почти на прямой угол является стопором для горизонтальных сдвиговых смещений, а непрерывно происходящий процесс выдвижения хребта Ыдык создал напряжённое состояние, которое частично разрядилось в виде сдвига, а частично в виде всброса (рис. 6).

Саянское землетрясение (10 февраля 2011 г., $K = 13{,}9$, $M_L = 6{,}1$) произошло в одноимённом хребте, входящем в горную систему Западного Саяна (рис. 7). Обраща-

ет на себя внимание, что вдоль центральной части хребта находятся эпицентры наиболее крупных землетрясений, а вот слабые землетрясения отсутствуют. Землетрясения малых энергий приурочены к приграничным областям горной системы с Тувинской котловиной. Афтершоковый процесс Саянского землетрясения развивался поперёк горного хребта (рис. 7). Сопоставляя данные о сильных и слабых землетрясениях и об афтершоках, можно предполагать, что сейсмичность Западного Саяна в значительной степени может объясняться неравномерным воздействием блочных структур Тувинской котловины на Западный Саян. Известно, что скорость вертикальных движений Западного Саяна на порядок меньше, чем скорость вертикальных движений на Алтае и в Байкальской рифтовойз зоне [Зятькова, 1977]. Если бы сейсмичность развивалась в соответствии со скоростями вертикальных движений, то Западный Саян обладал бы значительно более спокойным сейсмическим режимом. Выдвижение блоков Тувинской котловины к северу с разной скоростью приводит к неравномерности воздействия на Западный Саян и к активизации время от времени поперечных разломов, обычно спокойных в фоновом режиме развития сейсмичности.

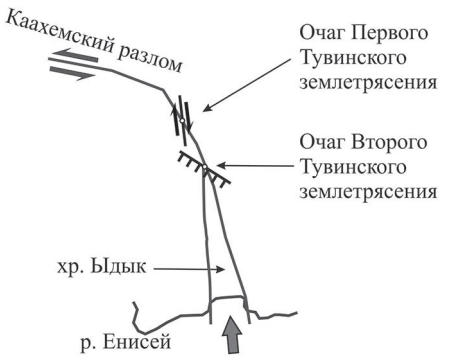


Рис. 6. Схематическая модель Тувинских землетрясений 2011–2012 гг.

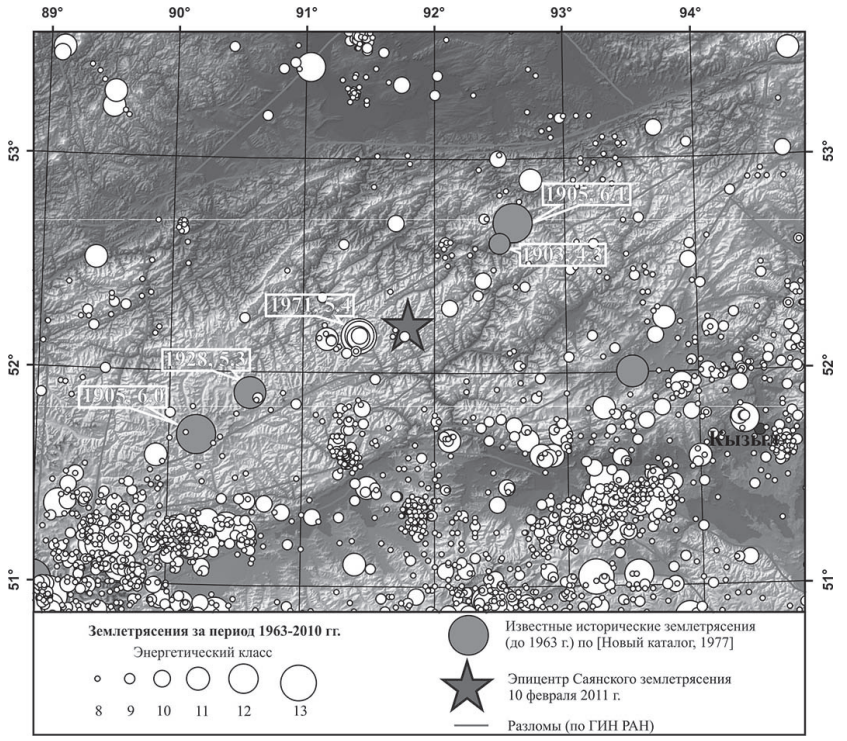


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений хребта Западный Саян за период 1963–2010 гг.

Урег-Нурское землетрясение (15 мая 1970 г., M_s = 7,0) создало афтершоковый процесс длительностью около пяти лет [Еманов и др., 2012а]. Афтершоковый процесс Урэг-Нурского землетрясения, прежде всего, охватывает эпицентральную область около горы Цагдул-Ула и массив горы Цаган-Шувут-Ула (хр. Цаган-Шибету). Массив горы Хавцал-Баян-Ула (западнее в том же хребте) сейсмически активизировался через пять лет после Урэг-Нурского землетрясения [Еманов и др., 2012а]. В работе [Растворова, Цибульчик, 1984] обосновывалась геоморфологическими данными возможность подвижки при главном толчке по двум пересекающимся разрывам одновременно.

Развитие афтершокового процесса соответствует простиранию одного из них. Активизация 1975 г. в массиве горы Цаган-Шувут-Ула, пространственно примыкающая к афтершоковой области, но не укладывающаяся в рамки одного афтершокового процесса, имела место на продолжении второго разрыва. Большинство крупнейших землетрясений Евразии приурочено к крупным разломным зонам или к узлам сочленения разломов разной ориентации [Рогожин и др., 2011; Рогожин, 2012; Арефьев, 2003]. Но в ряде случаев сейсмический процесс охватывает сложную блочную структуру, к примеру, как при Газлийских землетрясениях 1976 и 1984 гг., где плоскости сейсмогенерирующих подвижек оконтурили в недрах объемный блок земной коры [Рогожин, 2012; Арефьев, 2003].

При Урэг-Нурском землетрясении основной толчок вызвал разрывы вокруг достаточно небольшого блока горы Цагдул-Ула, при этом разрывы уходят в стороны по граням смежных блоков в сторону хр. Цаган-Шибету. Весьма вероятно, что разрыв на глубине продолжается в хр. Цаган-Шибету, и этим объясняется выход афтершокового процесса во внутреннюю область этого хребта. Важной особенностью афтершокового процесса Урэг-Нурского землетрясения является приуроченность событий не к главным блокоразделяющим разломам, а к внутриблочным разрывам более низкого порядка [Еманов и др., 2012а].

Обсуждение и выводы

Мы рассмотрели крупнейшие землетрясения восточной части Алтае-Саянской горной области, а если быть точнее, то землетрясения горных систем Тувы. Ясно, что процессы в очаговых областях крупнейших землетрясений проливают свет на геодинамику региона. В исследовании геодинамики данного региона ориентиром является работа [Саньков и др., 2011], в которой анализируются совместно данные GPS-измерений, механизмы очагов землетрясений, материалы геологических исследований напряжённого состояния региона и сведения об анизотропии скоростей сейсмических волн в верхней мантии. Тектонический режим характеризуется как транспрессия (сдвиг в условиях сжатия). Именно такой режим в целом подтверждают закономерности развития фоновой сейсмичности, а вот данные о крупных землетрясениях Тувы, не отвергая общей концепции, говорят о значительном влиянии на сейсмический процесс локальных условий деформирования земной коры региона.

Бусингольское землетрясение и его уникальная активизация возникла на границе двух блоков горного обрамления, как сдвиговый разрыв, относящийся к оперению более крупного тектонического нарушения. Крупнейшие землетрясения Белинской впадины так же связаны с тектоническим процессом, уходящим в горный блок, выступающий во впадину. Белин-Бий-Хемское землетрясение является

сдвиговой деформацией по разлому поперёк блока с субпараллельными границами разной кинематики и подтверждает существование сдвигов с вращением блоков в области около рифтовых впадин (процесс взаимопроникновения разных режимов). Тувинские землетрясения вызваны процессом выдвижения клиновидного блока земной коры в северном направлении. Фактически, это выдавливание блока в условиях блочной структуры, что говорит о том, что блочное строение региона нарушает, в общем, когерентный деформационный процесс. Саянское землетрясение и данные о сейсмичности Западного Саяна показывают, что есть неравномерное горизонтальное движение блоков Тувинской котловины в северном направлении при доминирующем движении всей структуры в восточном направлении. Урег-Нурское землетрясение вызвано процессами вокруг воздымающегося небольшого блока и афтершоки и разрывы приурочены к локальным разломам и не увязываются со структурой региональных разломов.

Изучение афтершоковых процессов крупных землетрясений Тувы показало, что блоковое строение региона оказывает значимое воздействие на процесс возникновения и развития сильнейших активизаций в регионе, на некогерентные, на первый взгляд, вариации в пространственном распределении напряжённого состояния.

Литература

Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М. : ИКЦ «Академкнига», 2003. – 375 с.

Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Сейсмотектонические исследования в Восточной Туве и землетрясения 27.12.2011 и 26.02.2012 гг. // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. – Кызыл: ТувИКОРП СО РАН, 2014. С. 10–25.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Янкайтис В.В., Филина А.Г. Урег-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., M_s = 7,0 (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С.1417–1429.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В. Сейсмические активизации в Белино-Бусингольской зоне // Физическая мезомеханика, 2010. Т. 13, № 1. С. 72–77.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Селезнёв В.С., Фатеев А.В. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г., M_L = 6,7 и 26.02.2012 г., M_L = 6,8 и их афтершоки // Доклады Академии наук, 2012. Т. 456, № 2. С. 223–226.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. (M_L = 6,7) и 26.02.2012 г. (M_L = 6,8), геомеханическая модель развития взаимосвязанной активизации: материалы Всерос. конф., посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырёва «Геофизические методы исследования земной коры». Новосибирск: [б.и.], 2014. С. 138–141.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Рудаков А.Д. Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика, 2006. Т. 9, № 1. С. 33–43.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика, 2005. Т. 8, № 1. С. 49–64.

Еманов А.Ф., Лескова Е.В., Еманов А.А., Радзиминович Я.Б., Гилёва Н.А., Артёмова А.И. Белин-Бий-Хемское землетрясение 16 августа 2008 г. с K_p = 15, M_w = 5,7,

I_0 = 7 (Республика Тува) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск: 2014. С. 378–385.

*Зятькова Л.*К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: «Наука», 1977. – 215 с.

*Опарин В.*Н., Сашурин А.Д., Кулаков Г.И. и др. Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 449 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряжённое состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 151 с.

Растворова В.А., Цибульчик И.Д. Урэг-Нурское землетрясение 15.V.1970 г. в Северо-Западной Монголии // Вопросы инженерной сейсмологии, 1984. Вып. 25. С. 120–124.

Рогожин Е.А., Иогансон Л.И., Завьялов А.Д., Захаров В.С., Лутиков А.И., Славина Л.Б., Рейснер Г.И., Овсюченко А.Н., Юнга С.Л., Новиков С.С. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений – основы реального сейсмического прогноза. М. : Светоч Плюс, 2011. – 368 с.

Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. М. : ИФЗ РАН, 2012. – 340 с.

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряжённость деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника, 2011. № 5. С. 52–70.

УДК 551.24.312

ДИАГНОСТИКА ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ УЧАСТКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

Ж.Ш. Жантаев, А.В. Виляев

АО «Национальный центр космических исследований и технологий»
ДТОО «Институт ионосферы», Алматы, Казахстан

Представлены результаты обработки GPS-мониторинга в сейсмоактивной области Казахстана. За период измерений 2009–2016 гг. из суммарного сигнала выделены циклические компоненты смещений для каждой GPS станции. Решена задача определения параметров напряженно-деформированного состояния земной коры по вариациям скоростей движений. Отмечается, что эпицентры сильных землетрясений пространственно совпадают с экстремумами деформаций сжатия–растяжения при учете сезонных циклов. Формирование аномальных деформационных зон может рассматриваться как триггерный процесс развития очага возможного землетрясения.

Введение

В изучении современных движений земной поверхности активно используются методы космической геодезии. Определение скорости движения земной поверхности по наблюдениям GPS станций осуществляется по линейному тренду временных рядов суточных координат. В то же время большинство временных рядов GPS содержат периодическую (годовую и полугодовую) составляющую с амплитудами соизмеримыми с линейным трендом. Считается, что при продолжительном геодинамическом мониторинге движений поверхности периодом более 4,5 лет сезонные вариации GPS сигнала не оказывают влияния на точность линейного тренда [Blewitt and Lavalle, 2002]. Однако, как показывают последние исследования, годичные циклы вносят значительный вклад в оценку линейного тренда [Bos et al., 2010], и, следовательно, в оценку деформационных процессов, имеющих практическое значение при изучении региональных тектонических движений и геодинамических предвестников землетрясений [Трофименко и др., 2013]. Исключая ошибки аппаратуры и математической обработки, причиной сезонных вариаций могут быть изменения атмосферной нагрузки [Van Dam et al., 1997], гидрологическое воздействие уровня подземных вод [Van Dam et al., 2001], сезонные температурные эффекты [Romagnoli et al., 2003].

В настоящее время для сейсмоактивной территории Северного Тянь-Шаня накоплены данные исследований современных движений методами космической геодезии [Надиров и др., 2014; Курскеев, 2011; Зубович и др., 2001; Жантаев и др., 2013]. Цель работы заключалась в изучении закономерностей вариаций движения GPS пунктов как экспериментальной основы динамики поля напряженно-деформированного состояния (НДС) приповерхностных участков земной коры.

Исходные данные

Исходными данными послужили результаты наблюдений на стационарных GPS станциях за период 2009–2016 гг. Пункты расположены в сейсмоопасной зоне с возможной сотрясаемостью до 9-ти баллов в районе хребта Заилийский Алатау, а также в переходной области к асейсмичной части Казахского щита. Измерения выполнены двухфазными GPS приемниками LEICA GPS1200, TRIMBLE 4000SST, ROGUE SNR-8000. Дискретность взятия отсчетов составляла 30 сек. Обработка сигналов осуществлена программным комплексом GAMIT/GLOBK. Ежедневные среднесуточные решения объединялись в системе координат ITRF2008 с результатами измерений 23 станций IGSS сети. В результате вычислены абсолютные значения смещений по долготе, широте и высоте в каждом пункте наблюдений относительно Евразийского континента. Точность определения координат составила в плане 0,3 мм по высоте 3,6 мм.

По линейному тренду установлено субмеридиональное движение отдельных блоков земной коры в северном направлении со скоростями 1÷5 мм/год и знакопеременное движение со скоростями до 2 мм/год по модулю для компоненты запад-восток. По вертикали наблюдается поднятие западной части территории с амплитудой 1,2÷4,0 мм/год (рис. 1). Компоненты смещений и их линейный тренд показаны на примере пункта TURG (рис. 2). Сезонная декомпозиция осуществлена для соответствующих направлений вычетом линейных трендов. Далее, методом наложения эпох, определены средние значения смещений каждого GPS пункта на каждый день года.

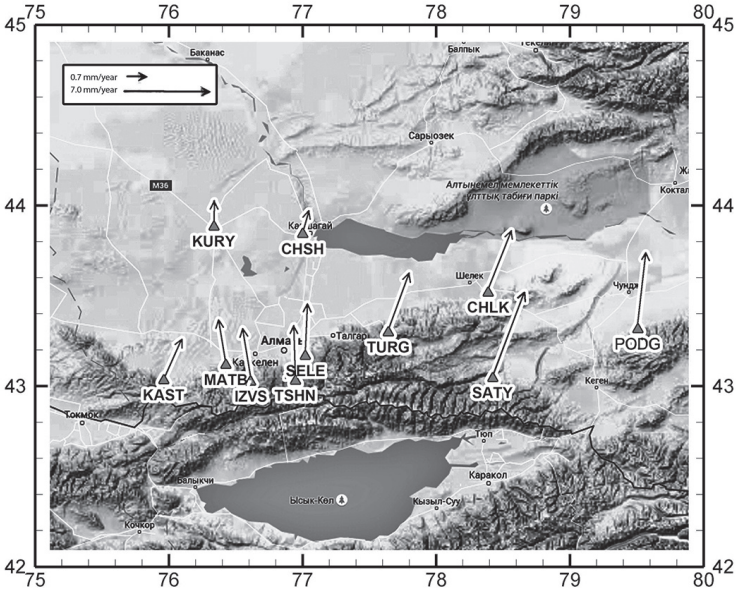


Рис. 1. Расположение GPS пунктов и векторы горизонтальной скорости движения, вычисленные по линейному тренду

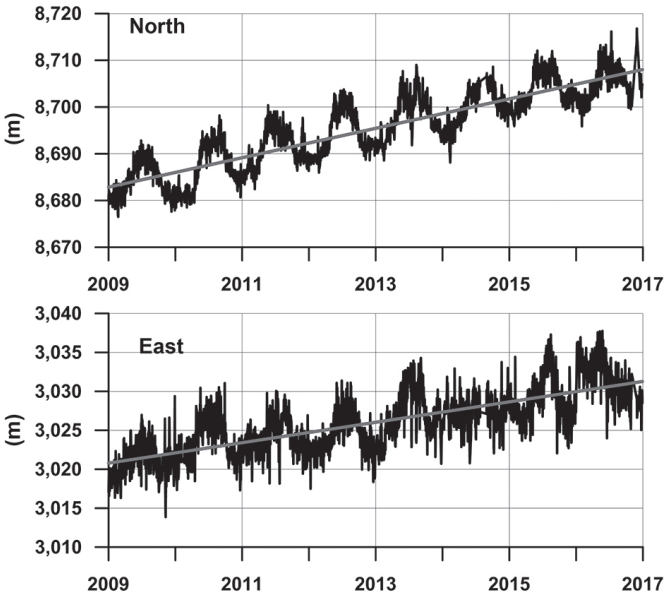


Рис. 2. Компоненты смещения GPS пункта TURG по направлениям N и E

Установлено ежегодное устойчиво-направленное вращательное движение пунктов в горизонтальной плоскости. На рис. 3 представлена динамика смещения некоторых GPS пунктов, аппроксимируемая эллипсом. Амплитуда циклических перемещений, определяемая по главным осям эллипса, изменяется от 2 до 4 мм в

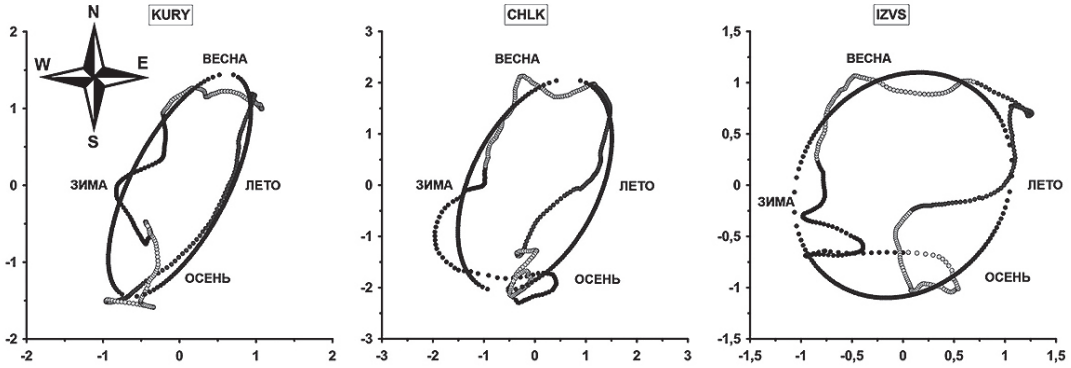


Рис. 3. Динамика смещений (мм) некоторых GPS пунктов в плане

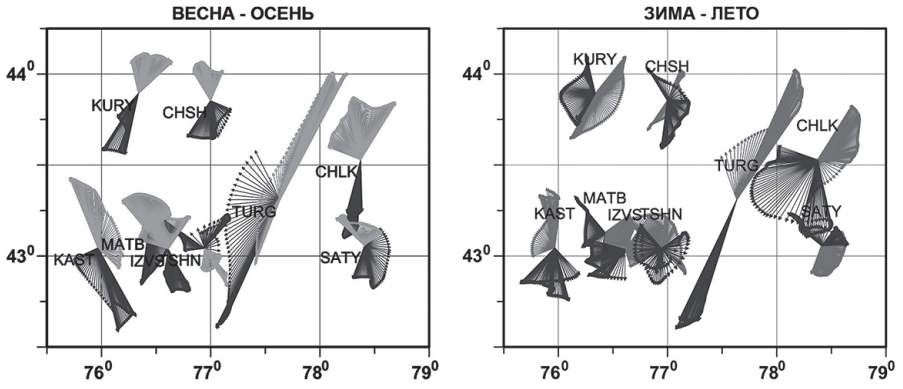


Рис. 4. Динамика вектора горизонтальных смещений GPS пунктов (масштаб векторов по пунктам относительный для лучшей визуализации)

сезон на фоне систематических трендовых не более 5,3 мм/год. Центр эллипса сезонных перемещений движется со скоростью и по направлению, определяемым основным линейным трендом GPS пункта. В весенне-летний период преобладает северо-восточное направление сезонных движений, в осенне-зимний – юго-западное (рис. 4). Данный результат получен как для пунктов Северного Тянь-Шаня, так и для некоторых рассмотренных международных GPS станций (ARTU). Аналогичная цикличность движений наблюдалась также в области Алданского щита [Трофименко и др., 2013] и территории Южной Якутии [Трофименко и Гриб, 2012]. Модель движения земной поверхности определена суперпозицией соответствующих компонент векторов скоростей линейного тренда и сезонных смещений по главным осям эллипсов.

В пределах координат N42°÷N45° и E75°÷E80° интерполяцией в узлах прямоугольной сети размером 10×10 км составлены схематические карты горизонтальной скорости движения территории Северного Тянь-Шаня с учетом сезонных вариаций (рис. 5). Далее, компоненты скорости смещений в узлах сети интерпретированы как составляющие тензора деформаций. Земная кора аппроксимирована простейшей моделью сплошной однородной среды. Для расчетов НДС применена мате-

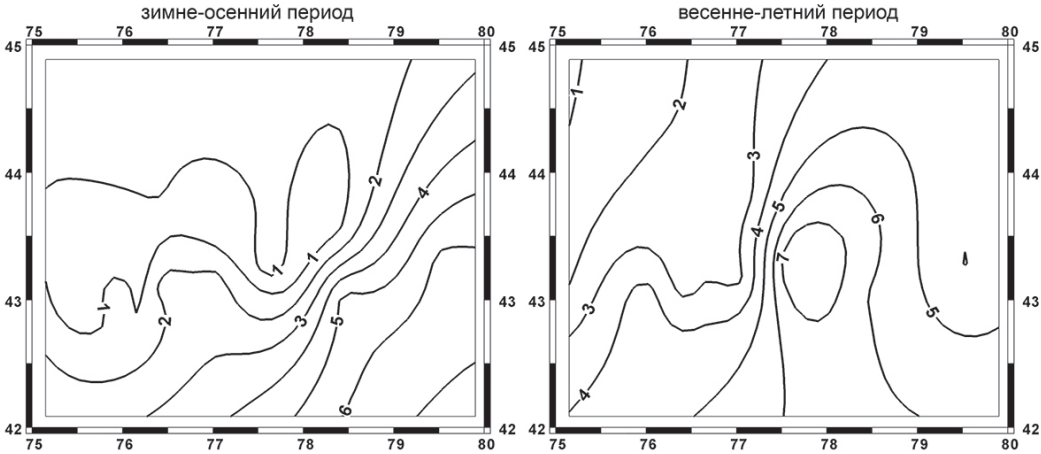


Рис. 5. Сезонная динамика скорости движения земной поверхности (мм/год)

матическая теория механики деформируемого тела без учета факторов времени и температуры. Связь между напряжениями и деформациями принята линейной, то есть соответствующей закону Гука. Основные параметры деформаций вычислены по общим соотношениям [Jaeger et al., 2007].

Полученные результаты и обсуждение

Формирование НДС и сейсмичности земной коры Северного Тянь-Шаня обусловлено движением Индийской плиты в направлении Евразийской в область юж-

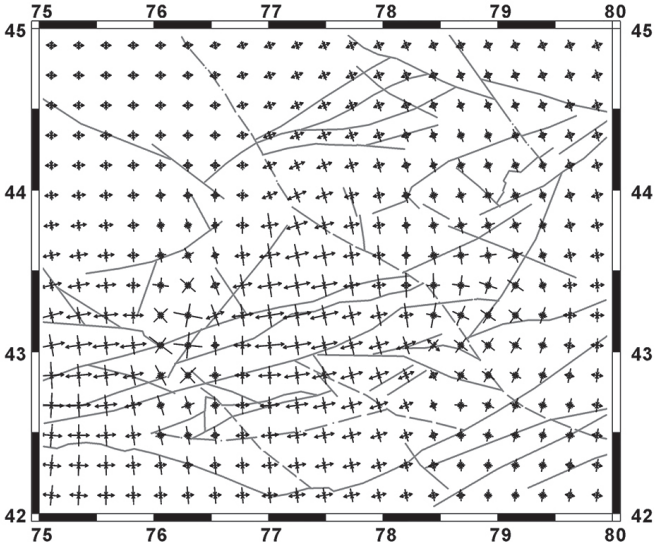


Рис. 6. Схема азимутального направления главных осей деформаций сжатия–растяжения

ных границ стабильного Казахского щита, что приводит к деформированию земной коры. Ориентация главных осей (principal axes) и амплитуда параметров деформаций иллюстрирует пространственное распределение действующих деформационных усилий (рис. 6). Можно выделить блоки земной коры с различными геодинамическим и деформационным режимами как по направлению сдвиговых усилий от субширотных к субмеридиональным, так и по характеру деформаций от линейного растяжения до объемного сжатия.

Ориентация действующих деформаций совпадает с простиранием основных сейсмотектонических нарушений региона, выявленных геолого-геофизическими методами и активных в настоящее время [Тимуш, 2011]. Особенностью горизонтальных деформаций максимального сжатия, рассчитанных для низкочастотной составляющей тренда, является наличие области одноосных сжимающих напряжений субширотного простирания, которые вызывают деформационное укорочение горных хребтов Кунгей и Заилийский Алатау с юга на север до $30 \cdot 10^{-9}$. Подобная сейсмотектоническая обстановка характерна для районов Центрального и Южного Тянь-Шаня, где большая часть землетрясений также происходит в условиях субмеридионального сжатия [Зубович и др., 2001]. Современный геодинамический режим территории обусловлен смятием и поперечным (латеральным) сокращением земной коры Тянь-Шаня, сопровождается растягивающими деформациями вдоль продольных зон поднятий и впадин, которые обеспечивают удлинение этих зон по простиранию и, тем самым, компенсируют поперечное сокращение коры [Ребецкий и Алексеев, 2014].

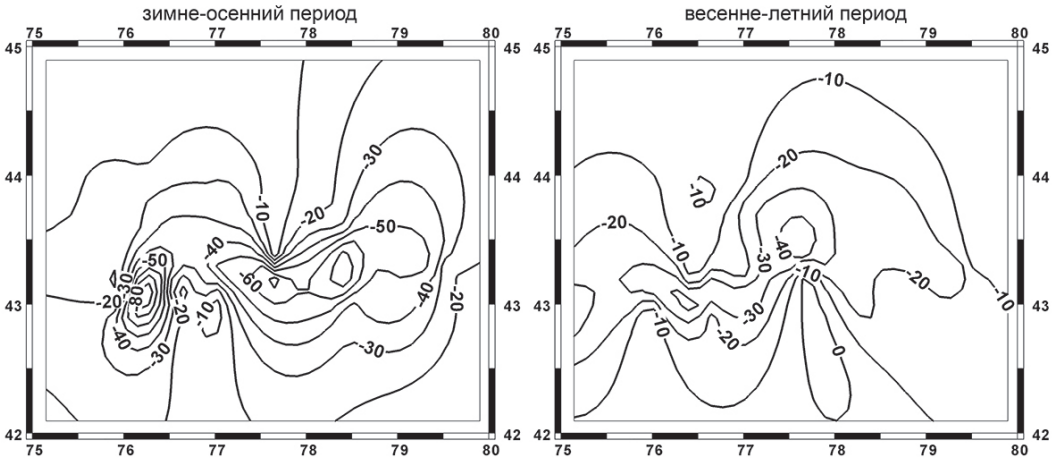


Рис. 7. Динамика сезонных вариаций компоненты сжимающих деформаций (10^{-9})

На фоне продолжительных региональных движений, сезонные вариации смещений, регистрируемые на GPS пунктах, значительно изменяют амплитуду деформаций одноосного сжатия в отдельных областях (до $-85 \cdot 10^{-9}$). При этом субширотная ориентация оси сжатия сохраняется (рис. 7). В центральной части территории сезонные девиаторные растяжения, ориентированные субмеридионально, также значительно возрастают до амплитуд свыше $90 \cdot 10^{-9}$ в сравнении с региональными деформациями (26^{-9}).

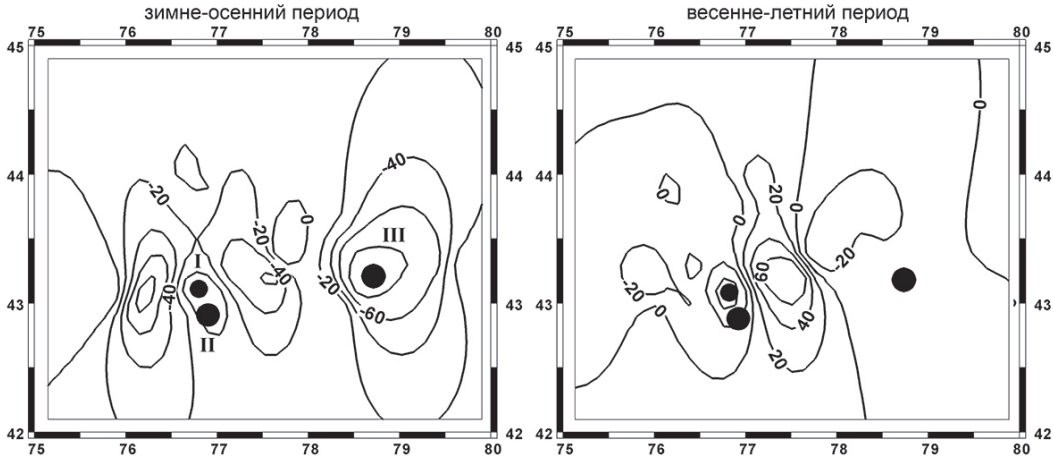


Рис. 8. Динамика сезонных вариаций деформаций сжатия–расширения с эпицентрами землетрясений (I – Верненское M_s = 7,4; II – Кеминское M_s = 8,1; III – Чиликское M_s = 8,2)

По распределению максимальных деформаций сжатия–расширения поверхности земной коры Северного Тянь-Шаня в зависимости от времени года установлено, что эпицентры сильнейших землетрясений пространственно совпадают с градиентами вариаций данного параметра и приурочены к областям с амплитудами наибольшего растяжения (рис. 8). Такой характер дислокаций эпицентров подтверждает, что сейсмопроявления сильных землетрясений сопряжены с зонами не накопления сжимающих напряжений, а с накоплением деформаций, понижающих сдвиговую прочность пород, – зонами разгрузки напряжений. При этом деформирование земной коры и сейсмичность являются проявлениями единого геодинамического циклического процесса.

Выводы

Для Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий установлена пространственная корреляция между характеристиками деформационного поля по данным GPS-мониторинга и распределением сильных землетрясений. Определенное соответствие максимальных проявлений деформационного процесса и сейсмичности дает основание полагать, что они обусловлены общим геодинамическим процессом. Динамика деформационного процесса, прослеживаемая по периодическим сезонным вариациям горизонтальных движений, может служить основой для разработки предиктора формирования очага возможного землетрясения. Применение GPS наблюдений за движениями земной коры является информативным методом оценки напряженно-деформированного состояния и может использоваться в целях сейсмического районирования и оценки сейсмического риска.

Работа выполнялась в рамках проекта «Разработать методы оценки геомеханического состояния земной коры кризисных территорий с использованием математического моделирования и спутниковых технологий».

Литература

Жантаев Ж.Ш., Виляев А.В., Бибосинов А., Садыков К.А., Асанкулов Н.А. Изучение современных медленных движений земной поверхности Казахстана по данным глобальных навигационных спутниковых систем (GNSS) // Прикладные космические исследования в Казахстане. Алматы. 2013. Т. 9. С. 94–105.

Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д. и др. Поле деформаций, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1634–1640.

Курскеев А.К. Современная геодинамика Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Известия НАН РК ; серия геологии и технических наук. 2011. № 2. С. 5–17.

Надиров Н.К., Курскеев А.К., Жантаев Ж.Ш. Дифференцированный отклик структур Тянь-Шаня на воздействие космических сил как основа современных геодинамических и сейсмических процессов в литосфере // Известия НАН РК ; серия геологии и технических наук. 2014. № 2. С. 56–69.

Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 1. С. 257–290.

Тимуш А.В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана. Алматы. [б.и.]. 2011.

Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Годичная динамика движения GPS пункта «Нерюнгри» // Современная геодинамика Центральной Азии. Иркутск. 2012. С. 189–192.

Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Колодезников И.И., Маршалов А.Я. Инерционная модель взаимодействия блоков земной коры по данным GPS–геодезии // Фундаментальные исследования; геолого-минералогические науки. 2013. № 6. С. 111–115.

Blewitt G., Lavalle D. Effect of annual signals on geodetic velocity // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 21–45.

Bos M.S., Bastos L., Fernandes R.M.S. The influence of seasonal signals on the estimation of the tectonic motion in short continuous GPS time-series // J. of Geodynamics. 2010. V. 49. P. 205–209.

Jaeger J.C., Cook N.G.W. Zimmerman R.W. Fundamentals of Rock Mechanics: 4th ed. Blackwell Publishing. 2007. – 360 p.

Romagnoli C., Zerbini S., Lago L., Richter B., Simon D., Domenichini F., Elmi C., Ghirotti M. Influence of soil consolidation and thermal expansion effects on height and gravity variations // J. Geodyn. 2003. V. 35 (4–5). P. 521–539.

Van Dam T.M., Wahr J., Chao Y., Leuliette E. Predictions of crustal deformation and of geoid and sea-level variability caused by oceanic and atmospheric loading // Geophys J. 1997. Int. 129. P. 507–517.

Van Dam T., Wahr J., Milly P.C.D., Shmakin A.B., Blewitt G., Lavalle D., Larson K.M. Crustal displacements due to continental water loading // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. P. 651–654.

УДК 550.2.3+551.24

СОПОСТАВЛЕНИЕ GPS ДАННЫХ С РЕЗУЛЬТАТАМИ РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ КОРЫ ВЫСОКОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ О МЕХАНИЗМАХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Р.С. Алексеев

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

В данной работе представлены результаты реконструкции современных напряжений в коре Средней и Юго-Восточной Азии, окно расчетного региона соответствует 65–100° в.д. и 20–45° с.ш. Для исследований использован метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА), разработанный Ю.Л. Ребецким.

Введение

В данной работе представлены результаты реконструкции современных напряжений в коре Средней и Юго-Восточной Азии, который иногда именуется как Высокая Азия [Синицын, 1955 и др.]. Так же проведено сопоставление полученных данных с данными GPS наблюдений. Для исследований использован метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА), разработанный Ю.Л. Ребецким [Rebetsky, 1997–2007], который состоит из четырех этапов, в работе представлены результаты первого их них. Реконструкция выполнена по данным каталога механизмов Global CMT (http://earthquake.usgs.gov), исходными данными для которого являются записи глобальной сейсмической сети IRIS (http://www.iris.edu), за 1976–2016 гг. В работе были получены данные об ориентации осей главных напряжений, районирование по геодинамическим типам напряженного состояния, а также данные о поддвиговых касательных напряжениях. Проведено сопоставление полученных данных и тектонических структур региона.

Методика реконструкции напряжений

В наших расчетах использован метод катакластического анализа разрывных смещений [Rebetsky, 2007]. В этом методе для каждого узла расчетной сетки создается однородная выборка землетрясений, главным критерием создания которой является положительность диссипации упругой энергии после каждого сдвигового разрывного смещения на искомом тензоре напряжений. Данное положение заменяет постулат Wallace Bott [Wallace, 1951; Bott, 1959], на котором построены методы О.И. Гущенко [Гущенко, 1975] и J. Angelier [Angelier, 1989].

В МКА для однородной выборки рассчитывается тензор приращений СТД. Методика расчета СТД близка к методу среднего механизма С.Л. Юнги [Юнга, 1990], хотя теоретическая основа расчета у этих методов разная. Данные о параметрах

СТД используются для получения единственного решения в виде параметров эллипсоида напряжений (ориентация главных осей и вид тензора напряжений).

Входные данные

Реконструкция напряжений, представляемая в настоящей работе, выполнена для территории ограниченной 65–100° в.д. и 20–45° с.ш. Основой реконструкции являются сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений, которые были взяты из глобального сейсмологического каталога, созданного в 1978 г. геологической службой США (http://earthquake.usgs.gov). С нашей точки зрения, данный каталог является наиболее перспективным, поскольку в нем реализован метод определения механизмов очагов не по данным о знаках первых вступлений, а на основе анализа общей волновой картины. Полученные, решением обратной задачи сейсмологии, механизмы отвечают фазе сильных подвижек в очаге. К преимуществам данного каталога можно отнести еще два фактора 1) непрерывное пополнение данных; 2) расположение в свободном доступе в сети Интернет.

Сформированный по данным геологической службы США каталог механизмов для исследуемого региона (рис. 1) насчитывал 1524 события с диапазоном магнитуд

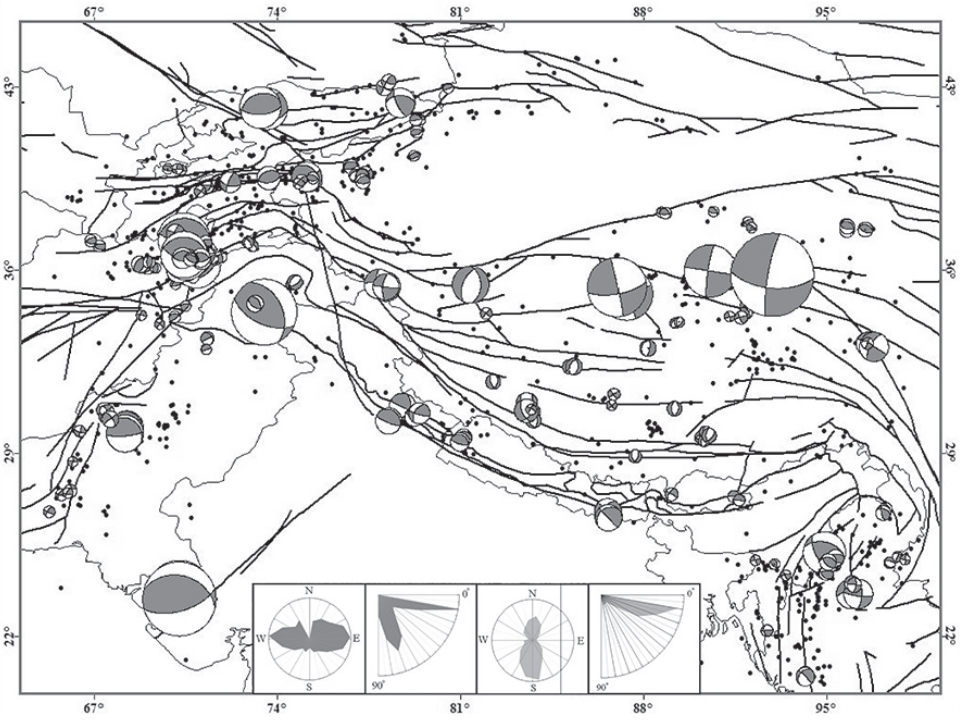


Рис. 1. Карта распределения для коры Высокой Азии эпицентров землетрясений из каталога механизмов очагов землетрясений и механизмы очагов (для магнитуд $M_b > 6{,}0$), топография и основные разрывы [Трифонов, 2002 и др.]. На круговых роза-диаграммах в нижней части рисунка светлой и темной заливкой показана представительность механизмов очагов с разной азимутальной ориентировкой и углами погружения соответственно осей *P* и *T* (ось *T* – темные тона, ось *P* – светлые)

$4{,}5 \leq M_b \leq 8$ за период времени 1976–2016 гг. Как следует из данных рис. 2, основной глубинный диапазон каталога механизмов очагов землетрясений заключен в диапазоне от 10 до 35 км. Наиболее представительным является диапазон магнитуд от 5,0 до 6,5. Наблюдается увеличение во времени числа событий, для которых определяются механизмы очагов землетрясений (пик приходится на 2012–2013 гг.). Из всех представленных событий для реконструкции были отобраны: а) коровые землетрясения в диапазоне 0–70 км; б) события с магнитудами $4{,}5 \leq M_b \leq 7$, в методе программно исключено площадное влияние больших землетрясений.

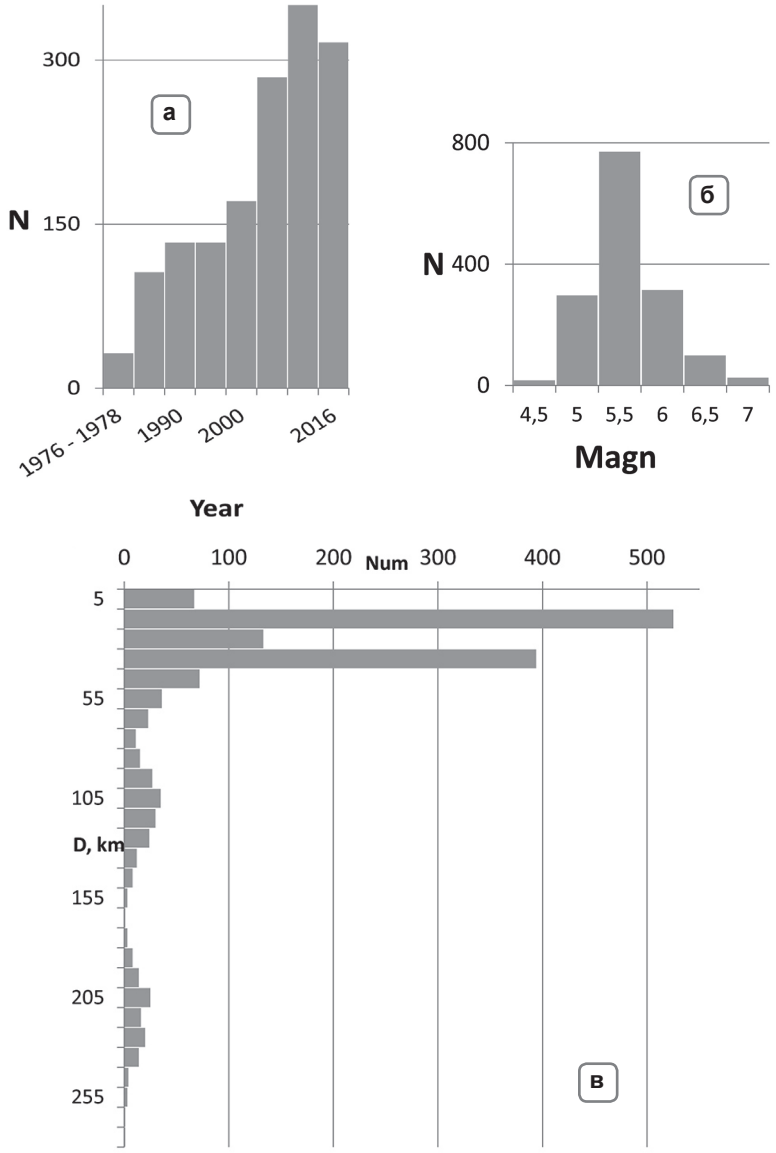


Рис. 2. Диаграммы распределения числа событий из каталога (1976–2016 гг.): по годам (а), по магнитудам (б) и глубинам (в)

На круговых роза-диаграммах (рис. 1) показана представительность азимутальных простираний и погружений осей *P* и *T* для механизмов из собранного каталога. Как видно, ориентация осей имеет достаточно большой разброс в определениях азимутов, но некоторые закономерности можно заметить. Оси *P* (светло серый цвет) имеют преимущественное субмеридиональное простирание (на север и на юг) при среднестатистическом пологом погружении (углы погружения 10–40°). На диаграмме погружения этой оси проглядывается небольшой пик значений, отвечающий крутому погружению (углы погружения 70–80°). Оси *T* (темно-серый цвет) имеют в основном субширотное простирание, но также достаточно много определений с другими ориентациями. На диаграмме погружения имеется два ярко выраженных пика значений, один из них отвечает пологому положению осей (углы погружения 35–10°), а другой практически субвертикальному (углы погружения 90–70°).

Результаты реконструкции напряжений

Реконструкция напряжений осуществлялась для масштаба осреднения, отвечающему коре в целом (50–70 км). Шаг сетки составлял 0,3×0,3 град. Расчеты выполнены для 974 квазиоднородных доменов при минимальном числе землетрясений в однородной выборке 6. Результаты расчетов показали, что в коре Высокой Азии имеются обширные участки (рис. 3, а) с субвертикальной ориентацией осей алгебраически максимального главного напряжения σ_1 (максимального девиаторного растяжения). Такая картина наблюдаются для областей Гиндукуша, Афганского поднятия, Тянь-Шаня и центральной части Цилиан-Шаня, что определяет наличие здесь геодинамического режима горизонтального сжатия (рис. 4). В целом, для всего региона, оси растяжения имеют пологую ориентацию, это видно на роза-диаграммах рис. 3, а. Для коры южной части Памира оси σ_1 субгоризонтальны, что вместе с субвертикальной ориентацией осей σ_3 определяет геодинамический тип напряженного состояния коры как горизонтальное растяжение. В коре северной части Памира ось максимального сжатия становится субгоризонтальной, что приводит к формированию здесь режима горизонтального сдвига.

Оси максимального сжатия σ_3 имеют два преобладающих угла залегания: крутой, пик около 80°, и пологий, пик около 10°, это видно на вставке рис. 3, в. В коре западного сегмента исследуемой области, относящейся к горным поднятиям Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Гиндукуша оси максимального сжатия закономерно сменяют свою ориентацию, оставаясь практически везде субгоризонтальными. Исключением из такого субгоризонтального положения осей составляет кора Памира и восточной части Гималаев, для которой существуют домены с субвертикальной ориентацией осей максимального сжатия. В коре центральной части Тибета и восточного сегмента Гималаев оси максимального сжатия имеют субвертикальную ориентацию, так же учитывая ориентацию осей σ_1, для этих областей имеем геодинамический режим – горизонтальное растяжение (рис. 4). По результатам расчета (см. рис. 4) существуют большие участки коры с режимом горизонтального растяжения. Самыми крупными из них являются области Центрального и Восточного Тибета, а так же область центрального Памира. Диаграмма распределения числа доменов с разными типами геодинамических обстановок (в нижней части рис. 4) показывает существенное преимущество режима горизонтального сжатия. Это согласуется с общепринятой на данный момент концепцией геодинамической обста-

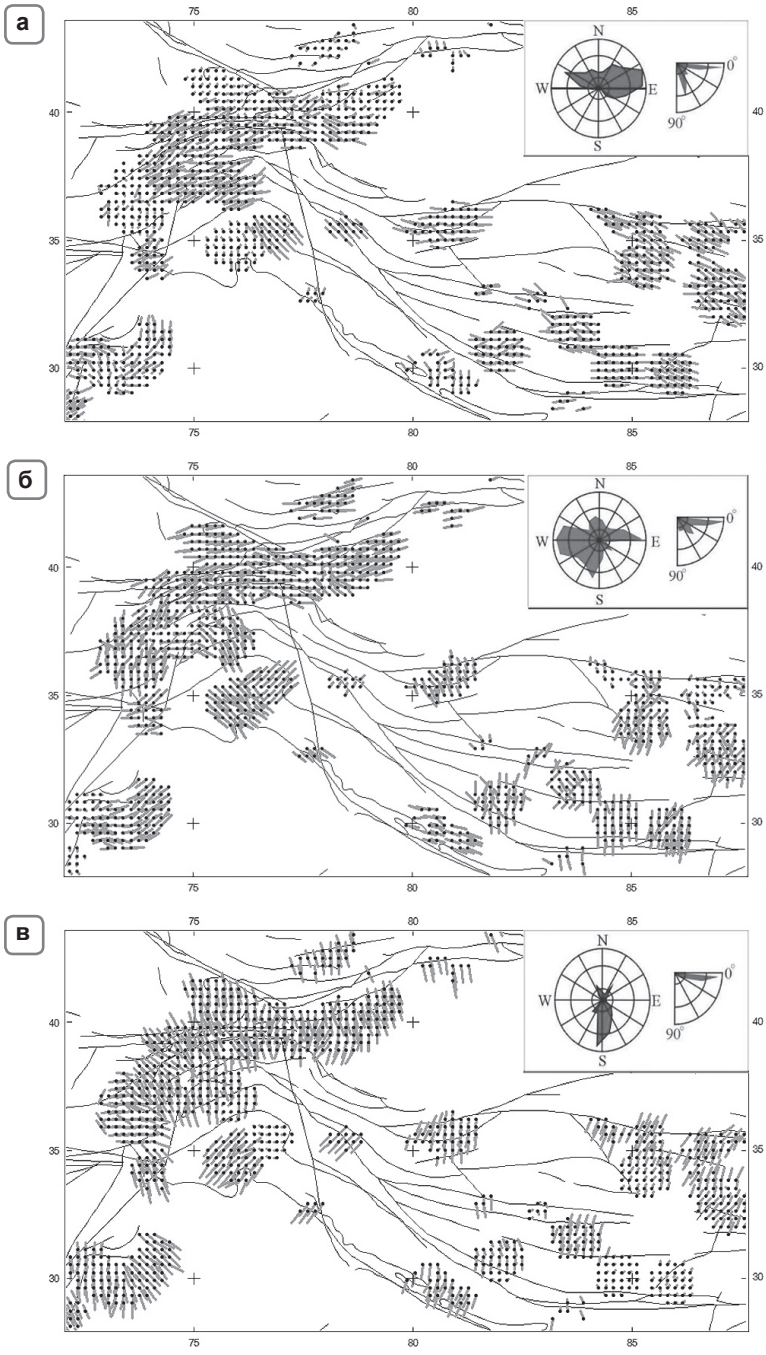


Рис. 3. Погружение осей главных напряжений, полученные по результатам реконструкции: а – алгебраически максимального (максимального девиаторного растяжения); б – промежуточного; в – алгебраически минимального (максимального сжатия). Точка – центр квазиоднородного домена, для которого выполнены реконструкции напряжений. Вектор из точки, отвечающий эпицентру землетрясения направлен в сторону погружения оси главного напряжения. На круговых роз-диаграммах в верхней части рисунка для каждой из осей главных напряжений показана представительность ее азимутальной ориентировки и углов погружения

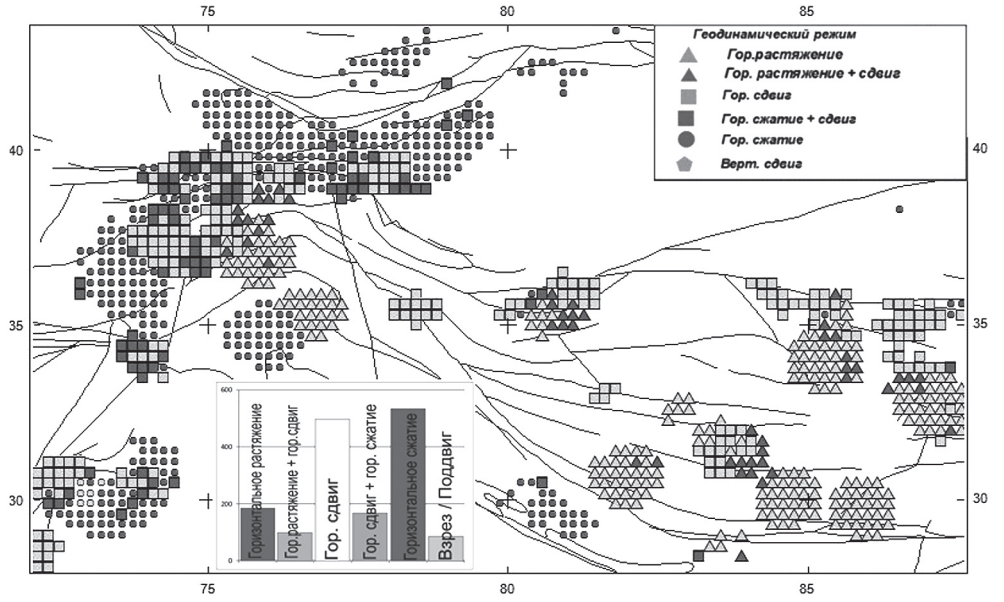


Рис. 4. Геодинамический тип напряженного состояния

новки в регионе, которая характеризуется наличием давления со стороны Индийской плиты.

Большие площади коры Тибета, находящиеся в режиме горизонтального растяжения (ось напряжений максимального сжатия субвертикальна, рис. 3, в), сложно интерпретировать в контексте превалирующего на сегодняшний день взгляда на геодинамику исследуемого региона. С позиции тектоники плит здесь должно наблюдаться наибольшее горизонтальное сжатие вследствие взаимодействия Индийской и Сибирской плит, которое передается на тысячи километров вплоть до Байкала [Molnar, Tapponnier, 1975]. Именно этим горизонтальным сжатием объясняется пятикилометровое поднятие Тибета и другие высокогорные образования в этом регионе.

Одним из результатов второго этапа МКА являются данные об ориентации и относительных значениях касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалями к центру Земли. Данные о касательных напряжениях отражают влияние мантии на литосферу. По результатам реконструкции (рис. 5) поддвиговые касательные напряжения имеют большой разброс ориентировок. Стоит выделить северо-восточную часть коры Тибета, где поддвиговые касательные напряжения имеют юго-западную ориентацию при среднем уровне касательных напряжений. При этом для всей фронтальной части Гималаев наблюдается север, северо-восточная ориентировка.

На основе GPS наблюдений для коры Тибета [Weijun et al., 2007] установлено, что движение плато относительно устойчивой Евразии можно разбить на две составляющие: 1) вращательное по часовой стрелке (жесткое вращение всего плато), 2) внутренняя деформация в пределах плато с характерными особенностями на северной и южной частях. В некоторых работах [Lidong, 2006] отмечаются области на северо-востоке Тибетского нагорья, где перемещение поверхности происходит строго на север, с постепенно уменьшающейся скоростью. Поле скоростей

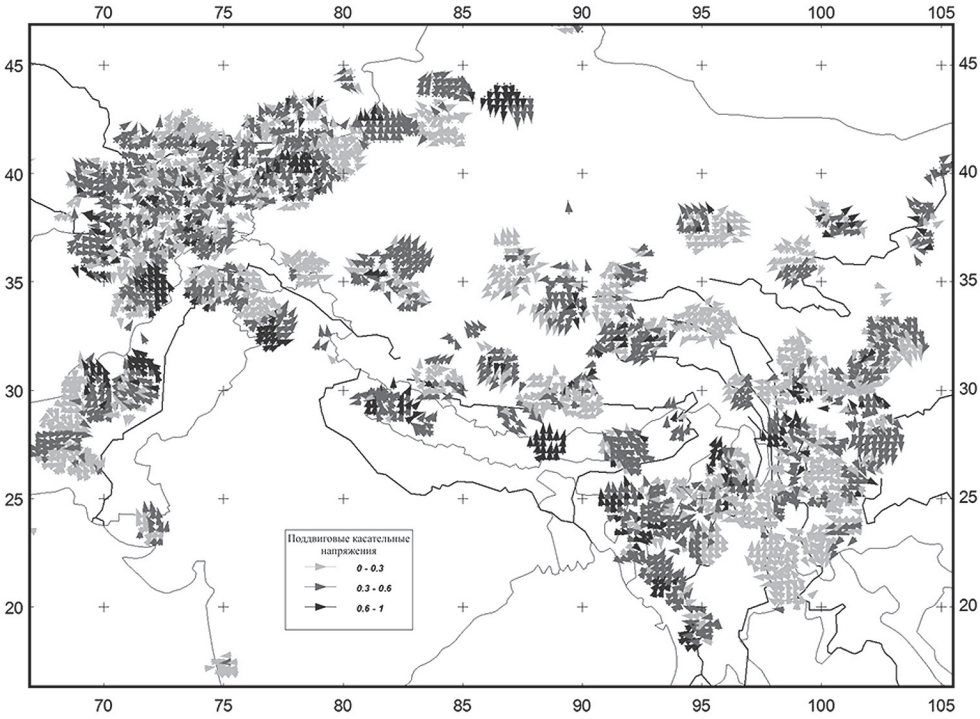


Рис. 5. Направления и относительные величины (нормировка на максимальное касательное напряжение) касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалями, ориентированными к центру Земли

деформаций, рассчитанное исходя из GPS данных очень неоднородно. Отметим, что для Гималаев преобладают высокие скорости деформации, тогда как для северного и центрального Тибета скорость деформаций наименьшая [Weijun et al., 2007].

Заключение

В данном регионе существуют два крупных горных поднятия, имеющих платообразную форму (восточный Памир и Тибет). Для них известны геологические данные [Mahéo et al., 2007], показывающие наличие здесь структур в виде крупных грабенов. В коре Тибета имеются обширные участки коры, где наиболее представительным является режим горизонтального растяжения и режим горизонтального сдвига. Причем, оси максимального девиаторного растяжения для этих областей имеют субширотное простирание и маленькое значение угла погружения. Такую ситуацию можно интерпретировать как гравитационное растекание Тибета на запад и восток в условиях субмеридионального колиззионного сжатия. Имеется несколько областей в центральном Тибете, где ориентировка поддвиговых касательных напряжений (рис. 5) имеет субширотное простирание. Области с таким же режимом напряженного состояния имеются и в коре восточного Памира. При этом GPS дан-

ные указывают на перемещение поверхности на восток, северо-восток. Это может говорить о том, что гравитационное растекание Тибета на запад ограничено. Это ограничение, возможно, связано с аналогичным гравитационным растеканием восточного Памира на восток.

Литература

Angelier J. From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J.Struct. Geol. 1989. Vol. 11. No 1/2. P. 37–49.

Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag. 1959. № 96. P. 109–117.

Lidong Zhu et al. Tectonic and sedimentary evolution of basins in the northeast of Qinghai-Tibet Plateau and their implication for the northward growth of the Plateau // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 241, P. 49–60.

Mahéo G., Leloup P.H., Valli F., Lacassin R., Arnaud N., Paquette J.L., Fernandez A., Haibing L., Farley K.A., and Tapponnier P. Post–4 Ma initiation of normal faulting in southern Tibet. Constraints from the Kung Co half graben // Earth and Planetary Science Letters, 2007, V. 256, p. 233–243, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.029.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.

Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rosanova G.V., Fursova E.V. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // Journal of earthquake prediction research. Beijing. China. 1997. Vol. 6. No 1. P. 11–36.

Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting // J. Geol. 1951. Vol. 59. P. 18–130.

Weijun Gan et al. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements // Journal of Geophysical Research, 2007, V. 112, B08416, doi:10.1029/2005JB004120.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР ; Сер. геофиз. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М. : ГЕОС, 2002. – 225 с.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М. : Академкнига, 2007. – 406 с.

Синицын Н.М. Материалы к изучению геологии силура южной Ферганы // Учен. Зап. ЛГУ ; Сер. Геол., 1955, № 189, вып. 6.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М. : Наука, 1990. – 190 с.

УДК 550.34

123 ГОДА ПОСЛЕ ОТКРЫТИЯ ОМОРИ

А.В. Гульельми[1], А.Д Завьялов[1], О.Д. Зотов[2], И.П. Лавров[2]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
[2] ГО Борок ИФЗ РАН, Ярославская обл., п. Борок

Статья посвящена закону Омори – первому закону физики землетрясений, установленному в 1894 году. Кратко изложена история открытия. Предложено обобщение закона Омори. Оно учитывает нестационарность геологической среды в очаге землетрясения, «остывающем» после главного удара. Поставлена обратная задача физики очага. Указаны перспективы экспериментального и теоретического исследования в данном направлении.

Введение

123 года тому назад в геофизике произошло выдающееся событие: 26-летний японский сейсмолог Фусакичи Омори открыл первый закон физики землетрясений [Omori, 1894]. Закон Омори гласит, что частота афтершоков в среднем гиперболически уменьшается с течением времени:

$$n(t) = \frac{k}{c + t}. \tag{1}$$

Здесь $k > 0$, $c > 0$, $t \geq 0$. В данной статье мы предлагаем обобщение закона Омори. Оно учитывает нестационарность геологической среды в очаге землетрясения, «остывающем» после главного удара:

$$n(t) = n_0 \left[1 + n_0 \int_0^t \sigma(t')\, dt' \right]^{-1}. \tag{2}$$

Здесь $\sigma(t)$ – коэффициент деактивации разломов в очаге после главного удара землетрясения; n_0 – частота афтершоков в момент $t = 0$. Если $\sigma = \text{const}$, то (2) переходит в (1), причем $k = 1/\sigma$, а $c = 1/n_0\sigma$ [Гульельми, 2016].

Таким образом, спустя 123 года после выдающегося открытия Омори мы предлагаем переформулировать его закон следующим образом: количество афтершоков убывает обратно пропорционально не времени, а интегралу по времени от коэффициента деактивации $\sigma(t)$. Заметим, что формула (2) сохраняет гиперболическую структуру закона, однако она учитывает, что время в очаге, образно говоря, течет неравномерно. Формула (2) более гибко моделирует усредненную динамику афтершоков, чем гиперболический закон Омори (1), или, скажем, степенной закон Хирано-Утсу [Hirano, 1924; Utsu et al., 1995] и его многочисленные модификации (см., например, [Narteau et al., 2002; 2003; 2009]). В самом деле, все указанные законы описывают лишь монотонно спадающую активность афтершоков. В отличие от этого, обобщенный закон Омори (2) описывает также и немонотонное поведение. Немонотонность возникает под воздействием на очаг экзогенных триггеров.

Примером такого рода может служить обнаруженный нами эффект кругосветного сейсмического эха (см. обзор [Гульельми, 2015] и указанную в нем литературу). Формула (2), как будет показано ниже, исключительно полезна для анализа афтершоков. Одна из целей данной статьи состоит в том, чтобы информировать научную общественность о преимуществах нашей формулировки закона Омори.

Скажем несколько слов об истории открытия закона Омори (подробнее см. в обзоре [Гульельми, 2017]). В далеком 1850 году в Ливерпуле родился Джон Милн, которому в будущем предстояло стать одним из основоположников современной сейсмологии. Он получил прекрасное образование в Лондоне, работал горным инженером в Ньюфаундленде, геологом на Синайском полуострове, а с 1875 по 1895 гг. работал в Токио по приглашению правительства Японской империи. В 1880 г. он создал горизонтальный маятниковый сейсмограф – первый удобный в обращении и достаточно чувствительный прибор для регистрации землетрясений. 28 октября 1891 г. произошло землетрясение с магнитудой M = 8. Сейсмографы Милна зарегистрировали многочисленные афтершоки. Анализ этих афтершоков позволил Омори сформулировать в 1894 году закон, носящий его имя. Следует добавить, что в Японии высоко оценили заслуги Милна перед страной и миром. Император Мэйдзи наградил его Орденом Восходящего Солнца, а Токийский университет избрал почетным профессором. Это поистине замечательная история о том, как в конце позапрошлого века в Японии произошло зарождение современной сейсмологии благодаря тому, что в это время и в этом месте чудесным образом объединились насущная потребность общества, поддержка государства и человеческий гений.

Аргументы в пользу обобщенного закона (2)

Первое, на что мы обратили внимание, занявшись изучением усредненной динамики афтершоков, так это на аналогию между законом Омори (1) и законом понижения электронной плотности в ионизованном газе после выключения источника ионизации. Данное наблюдение имело большое эвристическое значение. Именно оно и привело нас к формуле (2). Поясним это простыми словами. Аналогия подсказала нам идею рассматривать эволюцию афтершоков как решение некоторого дифференциального уравнения [Guglielmi, 2016]. В случае рекомбинации электронов и ионов уравнение имеет вид

$$\frac{dn}{dt} + \sigma n^2 = 0, \tag{3}$$

где σ – коэффициент радиативной рекомбинации [Гинзбург, 1960]. По аналогии мы будем рассматривать (3) как уравнение афтерлоков. Оно эквивалентно гиперболической зависимости (1) при $\sigma = 1/k$. Вполне естественно назвать величину σ коэффициентом деактивации очага.

То, что гиперболу $1/t$ можно представить как решение укороченного уравнения Бернулли $dn/dt + n^2 = 0$ само по себе еще мало что значит. Ведь ее можно представить и в других эквивалентных формах, например, таких:

$$\frac{1}{t} = -\ln\frac{d}{dt}\delta(t), \tag{4}$$

$$\frac{1}{t} = \int_0^\infty \exp(-\gamma t)\,d\gamma\,. \tag{5}$$

Более того, по крайней мере вторая из этих формул представляет определенный интерес с точки зрения приложений к физике афтершоков.

В самом деле, переходя от укороченного к полному уравнению Бернулли [Зайцев, Полянин, 1997]

$$dn/dt + \gamma n + \sigma n^2 = 0, \tag{6}$$

мы видим, что подынтегральная функция в правой части (5) есть приближенное решение уравнения (6) при $n_0 << \gamma/\sigma$. Это вызывает интерес, поскольку левая часть (5) имитирует закон Омори. Если теперь предположить, что в очаге существует статистический ансамбль разломов с равномерным распределением по параметру γ, то процедура интегрирования в правой части (5) начнет приобретать содержательный смысл.

Мы, однако, оставим этот путь развития теории, отсылая читателя к оригинальной работе [Scholz, 1968]. В ней реализовано представление закона Омори в виде суперпозиции большого числа экспоненциальных распределений (см. также [Narteau et al., 2002]). Причина в том, что на этом пути не была учтена нестационарность горных пород. Между тем, нестационарность представляет собой важнейшее свойство очага, в котором после главного удара протекают сложные процессы релаксации. Очевидно, что простая замена в (1) постоянных коэффициентов k и c на функции времени совершенно неприемлема. Другое дело, если мы еще раз обратимся к подмеченной нами аналогии и посмотрим, как обстоит дело в ионизованном газе, например, в ионосфере. После захода Солнца концентрация электронов в ионосфере начинает понижаться. Однако концентрация понижается отнюдь не по гиперболическому закону. Дело здесь в следующем. Коэффициент рекомбинации зависит от температуры, а после захода Солнца ионосфера остывает. Теперь становится совершенно понятным эвристическое значение перехода от формулы (1) к дифференциальному уравнению (3). Действительно, простой заменой постоянного коэффициента деактивации σ на функцию времени $\sigma(t)$ можно теперь учесть нестационарность геологической среды в «остывающем» очаге. После этого интегрирование уравнения (3) дает формулу (2).

Обратная задача физики очага

Будем называть обратной задачей физики очага задачу определения функции деакативации $\sigma(t)$ по наблюдаемым данным о частоте афтершоков $n(t)$. Введем вспомогательную функцию

$$g(t) = \int_0^t \sigma(t')dt'. \tag{7}$$

Из решения уравнения (3) вытекает, что

$$g(t) = \frac{1}{n(t)} - \frac{1}{n_0}. \tag{8}$$

С помощью (8) можно вычислить $g(t)$ по данным наблюдения $n(t)$, затем произвести гладкую аппроксимацию и, наконец, вычислить σ по формуле $\sigma = dg/dt$. Другими словами, в нашей постановке обратная задача очага решается интегрированием уравнения афтершоков (3).

По указанной выше методике мы произвели пилотный анализ конкретных событий и получили обнадеживающие результаты. В частности, анализ функции $g(t)$ до усреднения свидетельствует о некотором «убыстрении» флуктуаций $\delta g(t)$ с течением времени. С точки зрения теории катастроф, а также общей теории критических явлений это косвенно указывает на постепенное усиление процессов консолидации горных пород в остывающем очаге землетрясения.

Аналогичным образом обратная задача может быть поставлена для уравнения афтершоков более общего вида, чем уравнение (3). Обобщение обратной задачи можно искать и на другом пути. А именно, посмотрим на обратную задачу в нашем варианте (7) как на задачу о решении уравнения Вольтерры первого рода с тривиальным ядром $K = 1$. Такой взгляд на положение дел продуктивен, так как подсказывает поиск нетривиального ядра $K(t, t')$, имеющего отношение к нашей проблеме. Можно еще добавить, что рассуждая подобным образом, мы ясно видим некорректность обратной задачи очага и понимаем, что достаточно гладкая аппроксимация функции $g(t)$ есть ни что иное, как способ регуляризации.

Обсуждение

Известно, что простая гипербола Омори $1/t$ не всегда хорошо аппроксимирует данные наблюдений. В 1924 г., через год после смерти Омори, Хирано предложил заменить гиперболу Омори степенной функцией $1/t^p$, а подгоночный параметр p он предложил подбирать отдельно для каждой серии афтершоков [Hirano, 1924]. С тех пор прошло 93 года. За это время параметр p был измерен многократно. В среднем величина p близка к единице. Характерным, по-видимому, можно считать значение $p = 1{,}1$, однако следует иметь в виду, что изменчивость p от случая к случаю и от места к месту велика – ориентировочно от 0,7 до 1,5.

И, тем не менее, несмотря на этот разброс, нам кажется, что идея Хирано неудовлетворительна. Она неудовлетворительна, прежде всего, по эстетическим соображениям. В истории науки есть примеры подобных коллизий. Например, потенциал Всемирного тяготения имеет весьма привлекательную форму $1/r$. Теория тяготения предсказывает движение планеты по эллиптической орбите. Казалось бы, все замечательно, однако наблюдения свидетельствуют о неустранимой аномалии орбиты Меркурия! И, тем не менее, никто не стал «подправлять» великолепный закон Ньютона. Никто не стал заменять потенциал $1/r$ на $1/r^p$. Все терпеливо ждали 200 лет, пока общая теория относительности Эйнштейна не показала, что аномалия Меркурия объясняется искривлением пространства и неравномерным течением времени вблизи Солнца. В этом смысле, на наш взгляд, Хирано поторопился.

Наш поиск обобщения закона Омори (1) был мотивирован явлением триггерного воздействия на очаг кругосветного сейсмического эха главного удара, которое мы обнаружили недавно [Гульельми и др., 2014]. Эффект кругосветного эха нарушает монотонное понижение активности афтершоков с течением времени. Поэтому он не описывается ни законом Омори (1), ни степенным законом Хирано-Утсу, ни каким-либо другим известным нам законом эволюции афтершоков. Но кумулятивное воздействие на очаг кругосветного эха вполне можно описать с помощью закона эволюции (2). В самом деле, при соблюдении закона Омори $g(t)$ есть линейно растущая функция времени и, соответственно, $\sigma = \text{const}$. Эффект кругосветного эха, когда он возникает, может нарушить эту монотонность. В таком случае он имеет вид униполярного импульса (рис. 1).

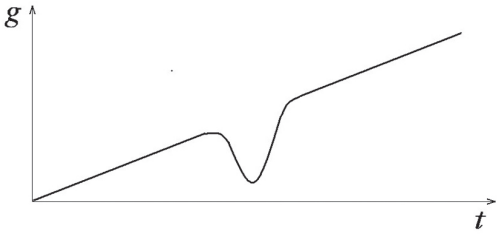


Рис. 1. Схематическое изображение вспомогательной функции $g(t)$. Эффект кругосветного эха имеет вид бухтообразного возмущения

Но этим дело не ограничилось. Начав поиск, мы сразу обнаружили аналогию, описанную нами выше, и увидели интересную перспективу сформулировать обратную задачу физики очага. Нам представляется, что характер эволюции коэффициента деактивации $\sigma(t)$ несомненно содержит полезную информацию о процессах релаксации напряжений в очаге. Более того, не исключено, что изменение коэффициента деактивации с течением времени может иметь прогностическое значение в отношении следующего мощного подземного толчка в эпицентральной зоне того толчка, который породил наблюдаемую последовательность афтершоков.

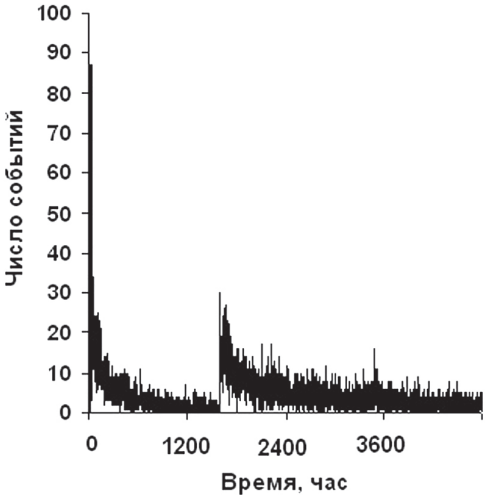


Рис. 2. Зависимость от времени числа афтершоков после двух главных ударов с магнитудами M = 6,1 и 7,3, произошедших 23.04.1992 и 28.06.1992 гг. в Южной Калифорнии

Рассмотрим событие, показанное на рис. 2. Оно интересно тем, что представляет собой дублет главных ударов. Первый удар произошел 23.04.1992 г. в 04 ч 50 мин 23 сек с магнитудой M = 6,1 и глубиной гипоцентра 12 км, а второй 28.06.1992 г. в 11 ч 57 мин 34 сек с магнитудой M = 7,3 и глубиной гипоцентра 1 км. Эпицентры главных ударов располагались примерно в 30 км один от другого. Соответствующие функции $g(t)$ и $\sigma(t)$ показаны на рис. 3.

По-видимому, преждевременно задавать вопрос, не предвещает ли линейный рост σ, хорошо заметный на рис. 3, возникновение повторного, причем, значительно более мощного землетрясения? Как бы там ни было, мы ясно видим, что уравнение (3), его решение (2) и постановка обратной задачи (7) дают нам возможность по-новому подойти к процессу обработки афтершоков, а результат обработки указывает на интересную перспективу ввести в сейсмологию новый методический прием, а именно – классификацию очагов по виду эволюции коэффициента деактивации.

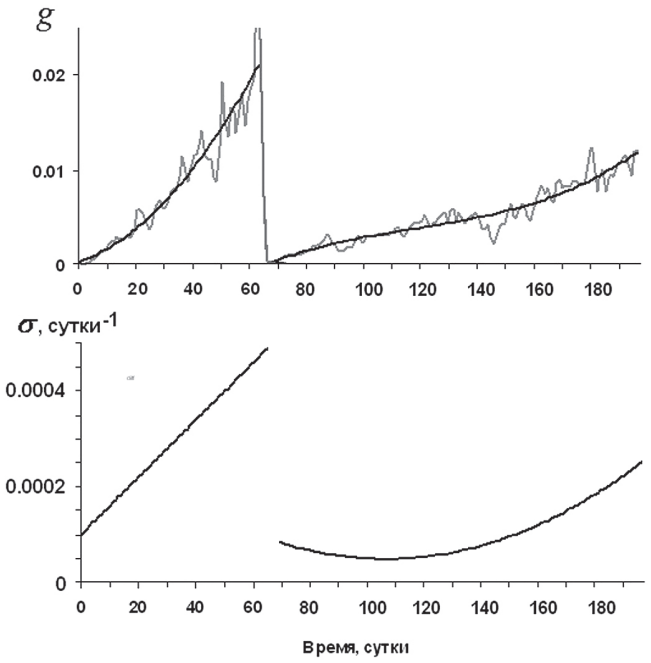


Рис. 3. Результат анализа афтершоков, показанных на рис. 2. На верхней панели – зависимость от времени функции $g(t)$ до и после сглаживания (серая и черная линии соответственно). На нижней панели – зависимость от времени коэффициента деактивации

Заключение

Одной из важнейших задач сейсмологии является изучение повторных толчков, возникающих после главного удара. 123 года тому назад молодой японский сейсмолог Фусакичи Омори, преданный ученик Джона Милна, открыл первый закон сейсмологии, согласно которому частота афтершоков в среднем гиперболически уменьшается с течением времени. Мы рассказали замечательную историю открытия закона Омори (1) и предложили обобщение закона (2), учитывающее нестационарность горных пород в очаге, «остывающем» после главного удара. Мы предложили также дифференциальное уравнение эволюции афтершоков (3), на базе которого сформулировали обратную задачу физики очага землетрясения.

Подмеченная нами аналогия между затухающей последовательностью афтершоков и понижением плотности ионосферной плазмы вследствие рекомбинации зарядов противоположного знака имела для нас огромное эвристическое значение. Мы сразу смогли записать обобщенный закон деактивации бортов разломов в очаге землетрясения после главного удара. Удивительное дело, спустя 123 года идея Омори продолжает развиваться, а соответствующая проблематика обогащается новыми интересными задачами.

Мы искренне благодарим В.В. Адушкина, С.А. Арсеньева, А.Л. Бучаченко, И.Л. Гуфельда, Б.В. Довбню, Ю. Залохара, Ю.И. Зецера, А.Н. Камшилина, Й. Кангаса, Б.И. Клайна, С.И. Козлова, П.В. Макарова, Х.Ф. Махмудова, В.В. Погорелова, А.В. Пономарева, А.С. Потапова, О.А. Похотелова, Ю.Л. Ребецкого, В.Ф. Ру-

бана, В.Ю. Семёнова, Л.Е. Собисевича, А.Л. Собисевича, А.А. Спивака, Е.Н. Федорова, Ф.З. Фейгина, М. Хаякаву и Б. Цэгмэда за интерес к работе и полезные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 28 Президиума РАН и РФФИ (проект № 15-05-00491).

Литература

Гинзбург В.Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. М. : Физматгиз. 1960. – 552 с.

Гульельми А.В. Форшоки и афтершоки сильных землетрясений в свете теории катастроф // УФН. 2015. Т. 185. № 4. С. 415–429.

Гульельми А.В. Интерпретация закона Омори // Физика Земли. 2016. № 5. С. 165–166.

Гульельми А.В. Закон Омори (из истории геофизики) // УФН. 2017. Т. 187. № 3. С. 343–348.

Гульельми А.В., Зотов О.Д., Завьялов А.Д. Динамика афтершоков Суматра-Андаманского землетрясения // Физика Земли. 2014. № 1. С. 66–74.

Зайцев В.Ф., Полянин А.Д. Справочник по нелинейным дифференциальным уравнениям. М. : Факториал. 1997. – 512 с.

Guglielmi A.V. Interpretation of the Omori law // arXiv:1604.07017. 24 Apr 2016.

Hirano R. Investigation of aftershocks of the great Kanto earthquake at Kumagaya // Kishoshushi. Ser. 2. 1924. V. 2. P. 77–83.

Narteau C., Shebalin P., Holschneider M. Temporal limits of the power law aftershock decay rate // J. Geophys. Res. 2002. V. 107(B12). P. 2359.1201-1214.

Narteau C., Shebalin P., Hainzl S., Zöller G., Holschneider M. Emergence of a band-limited power law in the aftershock decay rate of a slider-block model // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 11. P. 22.1–4. doi:10.1029/2003GL017110.

Narteau C., Byrdina S., Shebalin P., Schorlemmer D. Common dependence on stress for the two fundamental laws of statistical seismology // Nature. 2009. V. 462(7273). 2009. P. 642–U113.

Omori F. On the aftershocks of earthquake // J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo. 1894. V. 7. P. 111–200.

Scholz C. Microfractures, aftershocks and seismicity // Bull. Seismol. Soc. Am. 1968. V. 58. P. 1117–1130.

Utsu T. Ogata Y., Matsu'ura R.S. The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity // J. Phys. Earth. 1995. V. 43. P. 1–33.

УДК 550.34

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ПОТОКА АФТЕРШОКОВ

О.Д. Зотов[1], А.Д. Завьялов[2], А.В. Гульельми[2], И.П. Лавров[1]

[1] Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.
[2] Институт физики Земли РАН, Москва

Данная работа продолжает цикл исследований по изучению особенностей динамики потока афтершоков. Использованы данные мирового каталога землетрясений USGS/NEIC с 1973 по 2014 годы. Рассмотрены короткие интервалы времени – не более 10 часов после главного толчка и расстояния от эпицентра главного толчка – до 4°. Исследована зависимость числа афтершоков от расстояния до эпицентра главного толчка. Показано, что максимум числа афтершоков наблюдается на некотором (от 10 до 40 км) расстоянии от эпицентра, причем это расстояние прямо пропорционально магнитуде главного толчка и не зависит от времени.

Введение

В сейсмологии установлен ряд свойств и фундаментальных закономерностей потока афтершоков. Прежде всего, распределение афтершоков по магнитудам подчиняется закону Гутенберга–Рихтера [Касахара, 1985; Моги, 1985; Соболев, 1993]. Другой закон – закон Бата гласит, что разность между магнитудой главного толчка и максимальной магнитудой землетрясения в последовательности афтершоков равна примерно единице [Bath, 1965]. Разность меняется от случая к случаю в интервале от 0,6 до 1,7 (см. статью [Лутиков и Родина, 2013] и указанную в ней литературу). В [Соловьев и Соловьева, 1962] отмечена обратно пропорциональная зависимость количества афтершоков от глубины гипоцентра главного толчка.

Более 100 лет известен закон Омори [Omori, 1894], описывающий закономерное убывание количества афтершоков со временем, отсчитываемым от основного толчка. В работе [Родкин, 2008] рассматривается обобщенная модель сильного землетрясения. На ее основе, на интервалах времени несколько лет, анализируются параметры обратных (форшоковых) каскадов и афтершоковых последовательностей. В частности, отмечено отклонение от закона Омори в сторону меньшего числа событий для первых нескольких часов афтершокового процесса.

Два эффекта в динамике потока афтершоков рассмотрены в [Гульельми и др., 2014; Zavyalov и др., 2015; Зотов и др., 2018 (в печати)]. Первый заключается в модуляции активности афтершоков сфероидальными колебаниями Земли, возбужденными самим главным толчком. Второй связан с обнаружением эффекта кругосветного сейсмического эха, который проявляется в статистически значимом группировании афтершоков во времени в первые часы после основного толчка. Характерный квазипериод группирования составляет примерно 3 ч. и, судя по всем признакам, он определяется, главным образом, временем пробега вокруг земного шара поверхностной сейсмической волны от главного толчка.

Не менее интересны и пространственные закономерности динамики потока афтершоков. В работе [Felzer and Brodsky, 2006] по данным регионального каталога землетрясений Южной Калифорнии определено усредненное затухание последовательности афтершоков как функции расстояния (от 0,2 до 50 км) от главных толчков с магнитудой $2 \leq M \leq 6$, которое хорошо аппроксимируется обратным степенным законом. Аналогичный вывод также по данным регионального каталога Южной Калифорнии сделан в работе [Marsan and Lengliné, 2010] и в работе [Marekova, 2014] при анализе индивидуальных афтершоковых последовательностей по данным различных каталогов.

Поиск других закономерностей временной и пространственной динамики потока афтершоков важен с точки зрения физики землетрясений. Настоящая работа продолжает цикл наших исследований в этом направлении.

Исходные данные и метод анализа

Для исследования использованы данные мирового каталога землетрясений USGS/NEIC с 1973 по 2014 годы. Для отбора последовательностей повторных толчков выбиралась круговая зона с радиусом до 4°, с центром в точке инструментального эпицентра основного толчка и интервал времени до 10 ч от момента каждого главного толчка. В качестве метода исследования мы воспользовались методом наложения эпох во временной и пространственной областях. Для синхронизации последовательности повторных толчков во времени каждому главному толчку приписывалось условное время, равное нулю, от которого отсчитывалось время (с точностью до секунды) наблюдения афтершоков. Для синхронизации в пространстве вычислялось расстояние (с точностью до километра) от главного толчка до связанных с ним повторных толчков.

Результаты анализа

Известно, что в первые часы после главного толчка представительность каталога афтершоков существенно неоднородна во времени. Особенно сильно дефицит

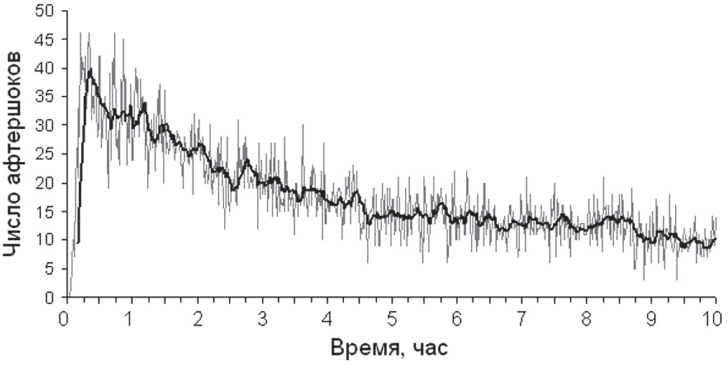


Рис. 1. Количество афтершоков в зависимости от времени после главного толчка. Серая кривая – временная последовательность числа афтершоков в минутных интервалах. Черная кривая получена сглаживанием серой кривой скользящим временным окном 10 мин с шагом 1 мин

афтершоков наблюдается в первые 10–20 мин после главного толчка. Этот эффект (провал во времени) демонстрирует рис. 1, на котором представлен результат накопления афтершоковых последовательностей (8438 афтершоков с $M_{афт} < 7,0$) после 577 главных толчков с $M_{г.т.} \geq 7,0$ по данным мирового каталога USGS/NEIC с 1973 по 2014 годы. Радиус круговой зоны выборки афтершоков составляет 2°.

Из рис. 1 видно, что сеть практически восстанавливается через 15–20 мин после главного толчка. Более детально этот эффект представлен на рис. 2. На врезке рис. 2 даны три кривые, отражающие накопленную зависимость числа афтершоков от времени после главных толчков в разных диапазонах магнитуд. Кривые получены при следующих условиях селекции: кривая 1 – $M_{г.т.} \geq 7,0$, $M_{афт} < 7,0$, кривая 2 – $6,0 \leq M_{г.т.} < 7,0$, $M_{афт} < 6,0$, кривая 3 – $5,0 \leq M_{г.т.} < 6,0$, $M_{афт} < 5,0$. Повторные толчки отбирались из круговой зоны радиусом 4°. Как и на рис. 1 максимальное число афтершоков наблюдается спустя некоторое время после главного толчка. Это время зависит от магнитуды главного толчка, изменяясь примерно от 10 до 20 минут в зависимости от $M_{г.т.}$: чем выше магнитуда основного толчка, тем позже наступает время максимума. Природа этого явления не имеет однозначной интерпретации. Простое объяснение заключается в том, что в первые минуты после главного толчка сейсмическая сеть «глохнет», пока регистрируются мощные колебания, вызванные главным толчком. Однако не исключено, что это явление отражает реальные свойства процессов, происходящих в очаге. В настоящее время трудно определенно ответить на вопрос о том, является ли причина чисто технической (сеть «глохнет»), или мы наблюдаем геофизический феномен, сущность которого в том, что

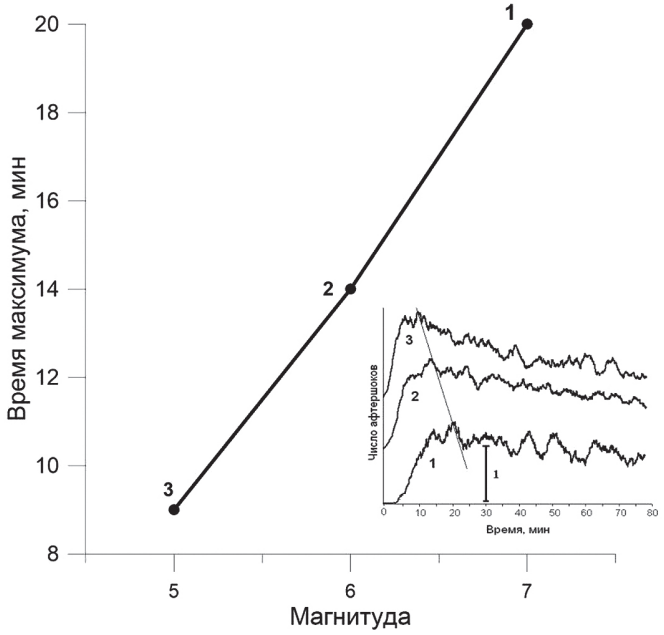


Рис. 2. Зависимость времени максимума числа афтершоков от магнитуды главного толчка. Номера точек на графике соответствуют номерам кривых на врезке. На врезке представлены временные последовательности числа афтершоков в секундных интервалах для разных диапазонов магнитуд главных толчков. Кривые получены сглаживанием накопленных исходных кривых скользящим временным окном 200 секунд с шагом 1 секунда. Вертикальная линия дает масштаб по оси ординат. Остальные пояснения в тексте

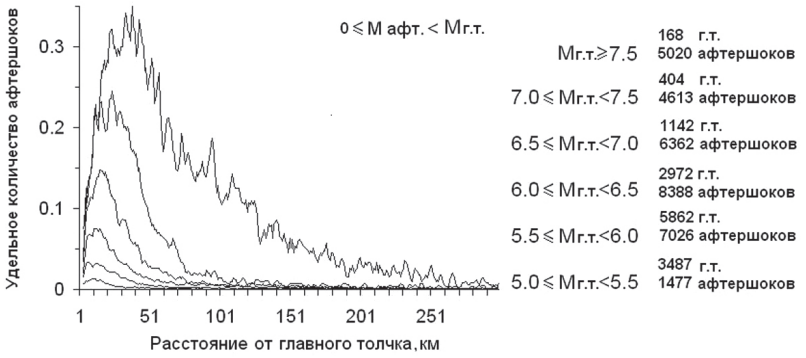


Рис. 3. Накопленные зависимости удельного количества афтершоков от расстояния до главного толчка для разных диапазонов магнитуд главных толчков (см. информацию на рисунке). Кривые сверху–вниз соответствуют диапазону магнитуд главных толчков $M_{г.т.}$ сверху–вниз

очаг как бы «замирает» после главного толчка. Не исключено также, что обе причины действуют совместно.

Аналогичные по форме зависимости демонстрируют распределения афтершоков в пространстве при анализе данных каталога USGS/NEIC. На рис. 3 представлены накопленные зависимости удельного количества афтершоков от расстояния от главного толчка для разных диапазонов магнитуд главных толчков $M_{г.т.}$. На рис. 3 справа дана количественная информация о числе главных толчков и афтершоков для каждого диапазона магнитуд главных толчков. В анализ вошли афтершоки, произошедшие в течение 10 часов после главных толчков. Удельное количество афтершоков вычислялось как количество афтершоков, приходящееся на 1 главный толчок. Видно, что максимум числа афтершоков наблюдается на расстоянии от 10 до 40 км, причем это расстояние пропорционально магнитуде главного толчка.

Не происходит ли при пространственном анализе явление, аналогичное провалу во времени в первые минуты после главного толчка, когда сейсмическая сеть «глохнет». Два обстоятельства позволяют нам ответить отрицательно на данный вопрос и, таким образом, принять гипотезу о том, что мы имеем дело с реальным геофизическим явлением.

Первое заключается в том, что форма кривой, отражающей распределение афтершоков по расстоянию, а точнее, положение максимума числа афтершоков не зависит от времени после главного толчка (рис. 4). На рис. 4 даны зависимости числа афтершоков от расстояния до эпицентра главного толчка. Условия селекции для левого рисунка – $6{,}5 \le M_{г.т.} < 7{,}5$, $M_{афт} < 6{,}5$; для правого – $M_{г.т.} \ge 7{,}5$, $M_{афт} < 7{,}5$ (каталог USGS/NEIC). Серые кривые – накопленные последовательности числа афтершоков в километровых интервалах. Черные кривые получены сглаживанием серых кривых скользящим временным окном 10 км с шагом 1 км и даны в относительных единицах для выравнивания масштаба по амплитуде. Интервалы времени после главного толчка, на которых проводился анализ, отмечены на рисунке у соответствующих кривых справа. Из рис. 4 следует, что для данной магнитуды расстояние от эпицентра до максимума числа афтершоков не зависит от времени (по крайней мере, на интервале до 10 часов).

Второе обстоятельство следует из накопленного пространственно-временного распределения эпицентров афтершоков с магнитудами $M_{афт} < 7{,}5$ для главных толчков с магнитудами $M \ge 7{,}5$ (рис. 5) на интервале времени 3 часа после главного

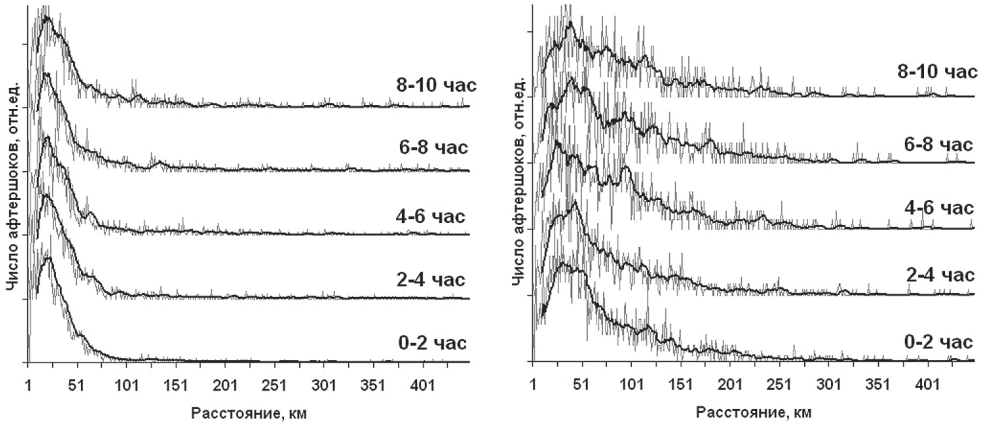


Рис. 4. Накопленные зависимости количества афтершоков от расстояния до эпицентра главного толчка для разных интервалов времени после главных толчков. Пояснения в тексте

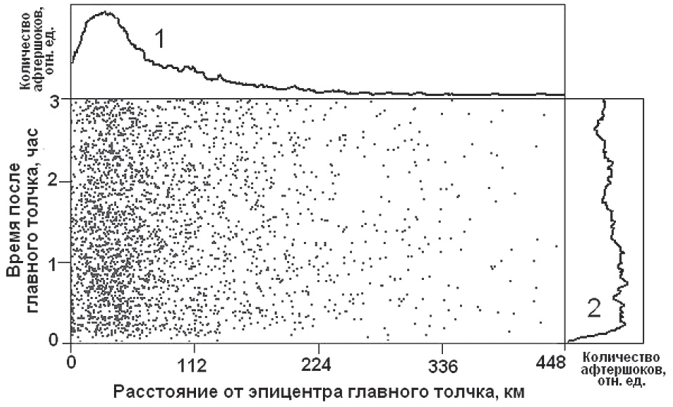


Рис. 5. Накопленное пространственно-временное расположение эпицентров афтершоков. Использованы главные толчки с магнитудами $M \geq 7{,}5$ и афтершоки с магнитудами $M_{афт} < 7{,}5$. Пояснения в тексте

толчка в круговой зоне радиусом 4° (448 км). Оно состоит в том, что расположение эпицентров афтершоков в координатах «расстояние от эпицентра главного толчка – время после главного толчка» представляет собой хаотическое распределение. (Дополнительно на рис. 5 даны: кривая 1 – накопленная зависимость количества афтершоков от расстояния до эпицентра главного толчка и кривая 2 – накопленная зависимость количества афтершоков от времени после главного толчка).

Видно, что, по крайней мере, на интервале до 3 часов после главного толчка нет никакой связи расстояния от эпицентра афтершока до эпицентра главного толчка с интервалом времени афтершока после главного толчка. Можно предположить, что главный толчок происходит «жестко» в том смысле, что вся очаговая зона возбуждается главным толчком одновременно. Афтершок может произойти в любое время после главного толчка на любом расстоянии от эпицентра главного толчка (в рамках выбранного пространственно-временного окна). Таким образом, зависимость «чем дальше от эпицентра главного толчка, тем позже возникают повтор-

ные толчки» не выполняется (заметим, что эта же закономерность подтверждается при рассмотрении индивидуальных последовательностей афтершоков для каждого главного толчка с $M \geq 7{,}5$ и интервалов времени до 10 часов).

Следовательно, в первые 10–20 минут после главного толчка мощные колебания, вызванные главным толчком, равновероятно могут помешать регистрации афтершоков на любом из рассматриваемых расстояний. Но после этого времени их влияние на регистрацию афтершоков ослабевает и, следовательно, они не могут воздействовать на распределение афтершоков, то есть не могут быть причиной провала (см. графики на рис. 4) на малых расстояниях от эпицентра главного толчка.

Выводы

При анализе афтершоковых последовательностей сильных землетрясений из мирового каталога землетрясений USGS/NEIC показано, что максимум числа афтершоков наблюдается на некотором (от 10 до 40 км) расстоянии от эпицентра главного толчка, причем это расстояние прямо пропорционально магнитуде главного толчка.

Эти результаты подтверждают пространственные особенности распределения афтершоков по расстоянию, полученные, например, по данным регионального каталога Южной Калифорнии [Gu et al., 2013, Moradpour et al., 2014]. В этих работах отмечено, что распределение афтершоков по расстоянию характеризуется двумя степенными режимами. До максимума (на малых расстояниях) степенной закон прямой, после максимума – обратный. Показано, что для данной магнитуды расстояние максимума числа афтершоков от эпицентра главного толчка не зависит от времени.

Для последовательности афтершоков зависимость «чем дальше от эпицентра главного толчка, тем позже возникают повторные толчки» не выполняется, то есть нет никакой связи расстояния афтершока от главного толчка с интервалом времени афтершока после главного толчка.

Авторы выражают благодарность составителям каталога землетрясений USGS/NEIC за возможность использовать эти данные в своих исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 15-05-00491).

Литература

Гульельми А.В., Зотов О.Д., Завьялов А.Д. Динамика афтершоков Суматра–Андаманского землетрясения // Физика Земли. 2014. № 1. С. 66–74.

Зотов О.Д., Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Лавров И.П. Эффект кругосветных поверхностных сейсмических волн в динамике повторных толчков сильных землетрясений // Физика Земли, 2018 (в печати).

Касахара К. Механика землетрясений. М. : Мир. 1985. – 264 с.

Лутиков А.И., Родина С.Н. Временные и энергетические параметры афтершокового процесса Курило-Камчатских землетрясений // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 4. С. 23–45.

Моги К. Предсказание землетрясений. М. : Мир. 1988. – 382 с.

Родкин М.В О режиме сейсмической активизации в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Физическая мезомеханика, № 11, 2008. С. 74–79.

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

Соловьев С.Л., Соловьева О.Н. Показательное распределение общего числа последующих толчков землетрясения и убывание с глубиной его среднего значения // Изв. АН СССР ; сер. геофиз., 1962, № 12. С. 1685–1694.

Bath M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics. 1965. V. 2. P. 483–514.

Felzer K. R. Brodsky E.E. Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress // Nature, 441, 2006, P. 735–738.

Gu C., Schumann A.Y., Baiesi M., Davidsen J. Triggering cascades and statistical properties of aftershocks // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2013. V. 118. P. 4278–4295.

Marekova E. Analysis of the spatial distribution between successive earthquakes in aftershocks series // Annals of geophysics, 57, 5, 2014, S0545.

Marsan D., Lengliné O. A new estimation of the decay of aftershock density with distance to the mainshock // Journal of geophysical research, 2010. Vol. 115, B09302.

Moradpour J., Hainzl S., Davidsen J. Nontrivial decay of aftershock density with distance in Southern California // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2014. V. 119. P. 5518–5535.

Omori F. On the aftershocks of earthquake // J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo. 1894. V. 7. P. 111–200.

Zavyalov A.D, Zotov O.D., Guglielmi A.V. On new properties of aftershock's flow of the strong earthquake // 26th IUGG General Assembly 2015, Prague, Czech Republic, June 22–July 2, 2015. Volume: Earth and Environmental Sciences for Future Generations. 2015.

УДК 550.34:556.3

ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДОДИНАМИКИ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ (ПО ДАННЫМ УРОВНЕМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В СКВАЖИНАХ КАМЧАТКИ)

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина, В.А. Касимова

Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая Геофизическая служба РАН», Петропавловск-Камчатский

На примере скважины ЮЗ-5 рассматриваются вариации уровня воды, зарегистрированные при землетрясениях с M_w = 6,8–9,1, произошедших на эпицентральных расстояниях от 80 до 14,6 тыс. км. Выделены четыре типа вариаций уровня и анализируется зависимость их проявления от параметров землетрясений и амплитудно-частотного состава сейсмических волн, зарегистрированных на ближайшей сейсмостанции. Установлена связь между проявлениями различных типов вариаций уровня воды и параметрами землетрясений, а также особенностями

амплитудно-частотного состава сейсмических волн. Рассматриваются механизмы формирования выделенных типов вариаций уровня воды в системе «скважина – водовмещающая порода».

Введение

При возникновении сильных землетрясений происходит нарушение гидрогеодинамического режима природных флюидодинамических систем (подземные и поверхностные воды, гейзеры, грязевые вулканы и т.д.). Эффекты изменений уровня воды в пьезометрических скважинах при сильных землетрясениях (колебания, повышения и понижения различной интенсивности и продолжительности) описаны во множестве публикаций, например, в обобщающей работе [Wang, Manga, 2010] и др. Интерес к таким явлениям связан с тем, что они отражают нестационарные гидрогеодинамические процессы в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии на нее сейсмических волн. Главными вопросами при изучении таких эффектов являются определение механизмов их формирования в системе «скважина – водовмещающая порода» и оценка связи между особенностями вариаций уровня воды и параметрами землетрясений. Изучение таких эффектов позволяет установить характер гидрогеодинамических процессов в водовмещающих породах при воздействии сейсмических волн и прослеживать изменения свойств и состояния флюидонасыщенной геологической среды во времени, что является актуальным при проведении геофизического мониторинга сейсмоактивных территорий.

В работе рассматриваются вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5, Восточная Камчатка, при 18-ти сильных местных и удаленных землетрясениях (рис. 1, табл.); дана их типизация и показана зависимость проявления различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня от параметров землетрясений и особенностей амплитудно-частотного состава сейсмических волн, зарегистрированных на сейсмостанции Петропавловск (с/ст. PET), расположенной на расстоянии 25 км от скважины.

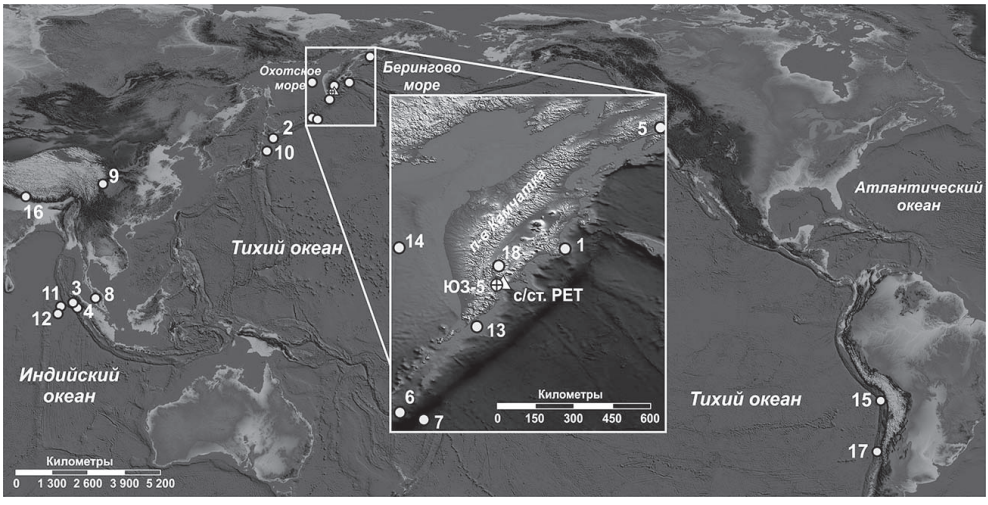


Рис. 1. Схема расположения эпицентров землетрясений (таблица), скважины ЮЗ-5 и сейсмостанции Петропавловск (PET) (на врезке)

Таблица

Данные о землетрясениях (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/) и характеристика гидрогеосейсмических вариациях уровня воды в скважине ЮЗ-5

№ п/п	Дата, дд.мм.гг	Время в очаге, ч:мин:с	Координаты, град		M_w	*H*, км	*R*, км	Район	Характер вариаций уровня воды	Тип
			с. ш.	в. д.						
1	05.12.97	11:26:54	54,84	162,04	7,8	33	200	Камчатка	Понижение на 1 м в течение 3 мес	IV
2	25.09.03	19:50:06	41,81	143,91	8,3	27	1670	о. Хоккайдо	Колебания в течение 1,5 ч с амплитудой 1.7 см, повышение в течение 1,5 ч с амплитудой 1 см	II
3	26.12.04	00:58:53	3,30	95,98	9,0	30	8260	о. Суматра	Колебания в течение 12 ч с амплитудой ≥ 5 см, повышение в течение 8 ч с амплитудой 2 см	II
4	28.03.05	16:09:36	2,09	97,11	8,6	30	8290	о. Суматра	Колебания в течение 5 ч с амплитудой 1 см	I
5	20.04.06	23:25:02	60,95	167,09	7,6	22	1018	Корякия	Повышение в течение 6 ч с амплитудой 1,8 см	III
6	15.11.06	11:14:13	46,59	153,27	8,3	10	812	о. Симушир	Повышение в течение суток с амплитудой 6,5 см	III
7	13.01.07	04:23:21	46,24	154,52	8,2	10	810	о. Симушир	Колебания в течение 3,5 ч с амплитудой 3 см, повышение в течение 3,5 ч с амплитудой 1 см	II
8	12.09.07	11:10:26	4,44	101,37	8,5	34	7770	о. Суматра	Колебания в течение 3,5 ч с амплитудой 0,9 см	I
9	12.05.08	06:28:00	31,08	103,27	7,9	10	5176	Китай	Повышение в течение 3 ч с амплитудой 0,9 см	III
10	11.03.11	05:46:24	38,8	142,37	9,1	29	2000	Япония	Колебания в течение 18,5 ч с амплитудой 6,6 см, повышение в течение 20,5 ч с амплитудой 4 см	II

Продолжение табл.

№ п/п	Дата, дд.мм.гг	Время в очаге, ч:мин:с	Координаты, град		M_w	*H*, км	*R*, км	Район	Характер вариаций уровня воды	Тип
			с. ш.	в. д.						
11	11.04.12	08:38:38	2,35	93,07	8,7	33	8560	о. Суматра	Колебания в течение 24 ч с амплитудой 1,5 см	I
12	11.04.12	10:43:09	0,77	92,45	8,2	16	8760	о. Суматра	Колебания в течение 22 ч с амплитудой 0,7 см	I
13	28.02.13	14:05:51	50,93	157,34	6,8	45	260	Камчатка	Понижение на 28 см в течение 1,5 мес	IV
14	24.05.13	05:44:48	54,89	153,22	8,3	611	720	Охотское море	Колебания в течение 18 ч с амплитудой 1,2 см, повышение в течение 7 сут с амплитудой 9 см	II
15	01.04.14	23:46:47	-19,61	-70,77	8,2	25	13300	Чили	Колебания в течение 4,5 ч с амплитудой 0,4 см	I
16	25.04.15	06:11:26	28,15	84,71	7,8	15	6810	Непал	Колебания в течение 4 ч с амплитудой 0,5 см	I
17	16.09.15	22:54:33	-31,57	-71,65	8,3	25	14600	Чили	Колебания в течение 6,5 ч с амплитудой 0,5 см	I
18	30.01.16	03:25:10	54,01	158,51	7,2	180	80	Камчатка	Понижение на 70 см в течение 3 мес.	IV

Исходные данные и методика обработки

Скважина ЮЗ-5 вскрывает в диапазоне глубин 310–800 м позднемеловые отложения, представленные чередованием сланцев и алевролитов. Уровень воды находится в 1 м ниже поверхности Земли. Водопроводимость водовмещающих пород T = 7,8 м^2/сут. Наблюдения за вариациями уровня и атмосферного давления проводятся с сентября 1997 г. с периодичностью 5 мин. Точность измерений уровня воды – 0,1 см, атмосферного давления – 1 гПа. Описание скважины и аппаратурного комплекса приводятся в [Копылова и др., 2016].

В изменениях уровня воды проявляются приливные и барометрические вариации, годовая сезонность, слабая реакция на выпадение атмосферных осадков. Барометрическая эффективность вариаций уровня воды составляет 0,4 см/гПа, приливная чувствительность уровня по отношению к теоретической объемной деформации в диапазоне суточной и полусуточной групп волн – 0,161 см/10^{-9}. По данным 5-минутных измерений были выделены вариации уровня во время прохождения сейс-

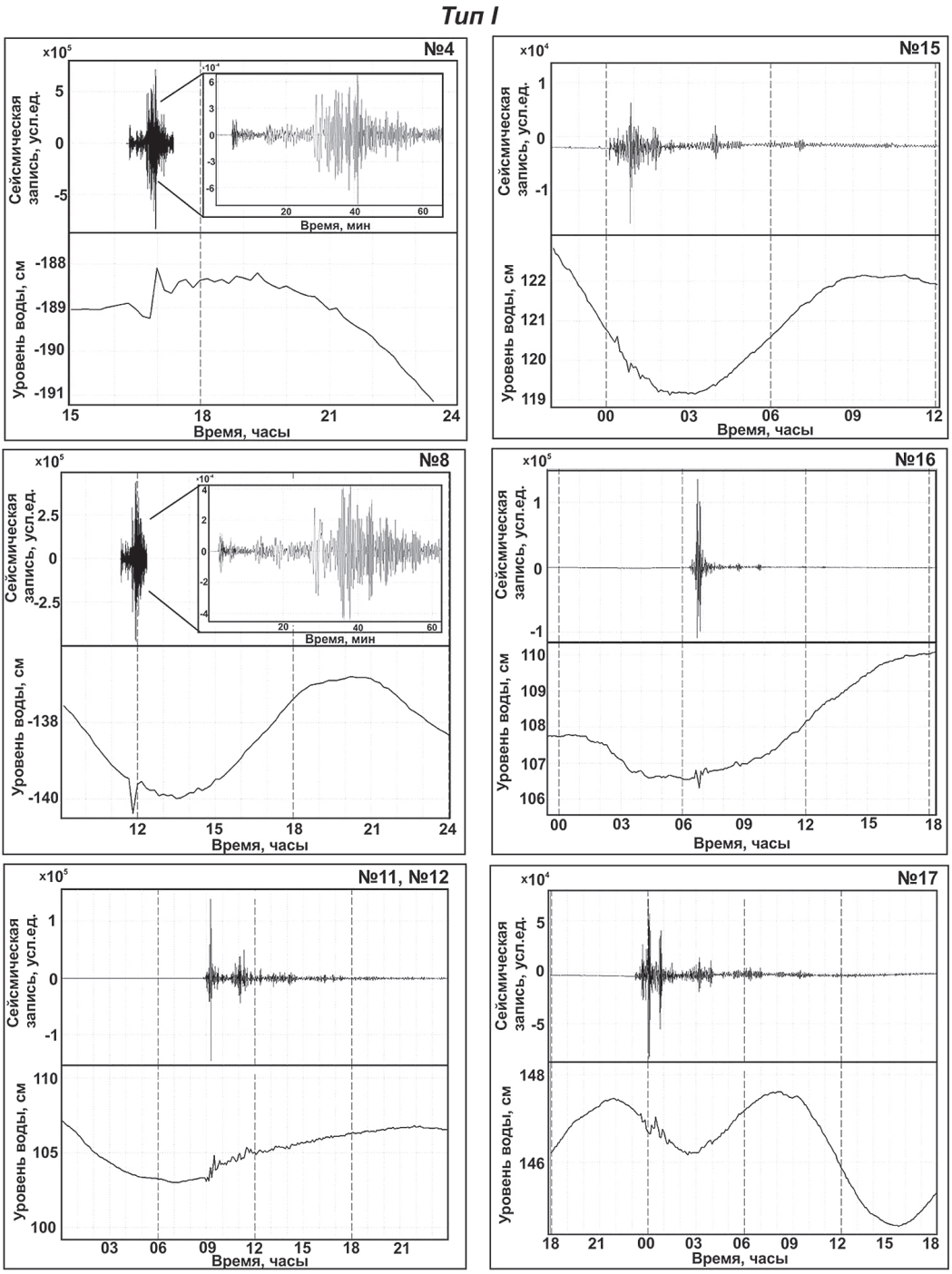


Рис. 2. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5, **тип I**, в сопоставлении с записями землетрясений на канале BHZ, с/ст. PET. Номера землетрясений соответствуют таблице и рис. 1

мических волн от 18-ти землетрясений (M_w = 6,8–9,1, эпицентральное расстояние R = 80–14600 км) (рис. 1–5, табл.).

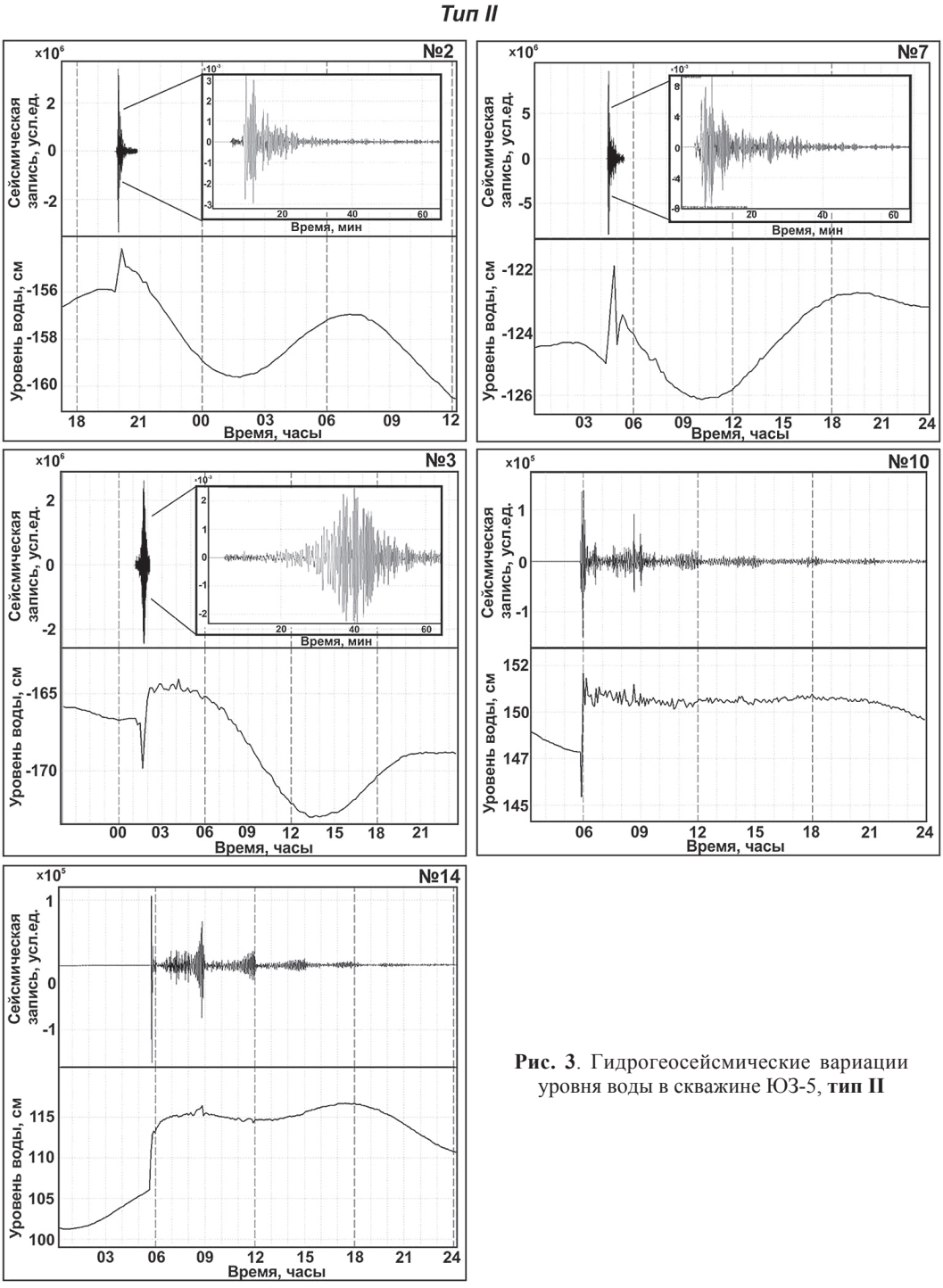


Рис. 3. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5, **тип II**

Для выделенных гидрогеосейсмических вариаций проводилась оценка их морфологических особенностей (формы), продолжительности и максимальной амплитуды (таблица).

С учетом этих признаков были выделены четыре типа гидрогеосейсмических вариаций уровня воды: **тип I** – вынужденные и свободные колебания в течение часов (рис. 2), **тип II** – колебания с кратковременным (от минут–часов до первых суток) остаточным повышением (рис. 3), **тип III** – кратковременное остаточное повышение (рис. 4); **тип IV** – длительное (месяцы) понижение уровня воды (рис. 5).

Для оценки сейсмического воздействия на природные флюидодинамические системы в [Wang, Manga, 2010] применялась величина удельной плотности энергии в сейсмической волне e, Дж/м^3:

$$\log R = 0{,}48\ M_w - 0{,}33 \log e - 1{,}4, \quad (1)$$

где R – эпицентральное расстояние, км; M_w – магнитуда землетрясения. На рис. 6 представлено распределение выделенных типов вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 в зависимости от соотношения величин M_w, R и e.

Оценка сейсмического воздействия на состояние природных флюидодинамических систем также может проводиться по данным регистрации сейсмических волн широкополосной сейсмометрической аппаратурой. С использованием записей землетрясений на с/ст. PET (датчик STS-1) и программы DIMAS, позволяющей проводить фильтрацию записей и их анализ в различных частотных диапазонах, выполнены оценки максимальных амплитуд движений грунта (скоростей, смещений и ускорений) и частотных диапазонов их проявления. Рисунок 7 демонстрирует распределение различных типов гидрогеосейсмических вариаций в зависимости от амплитудно-частотного состава максимальных смещений грунта на канале BHZ.

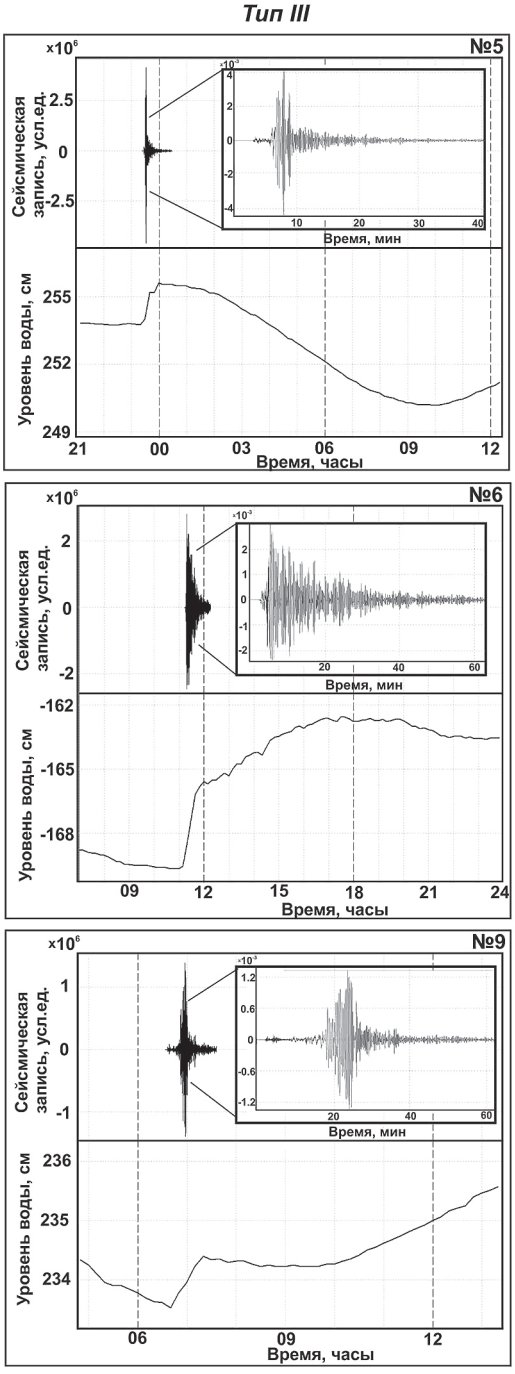


Рис. 4. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5, **тип III**

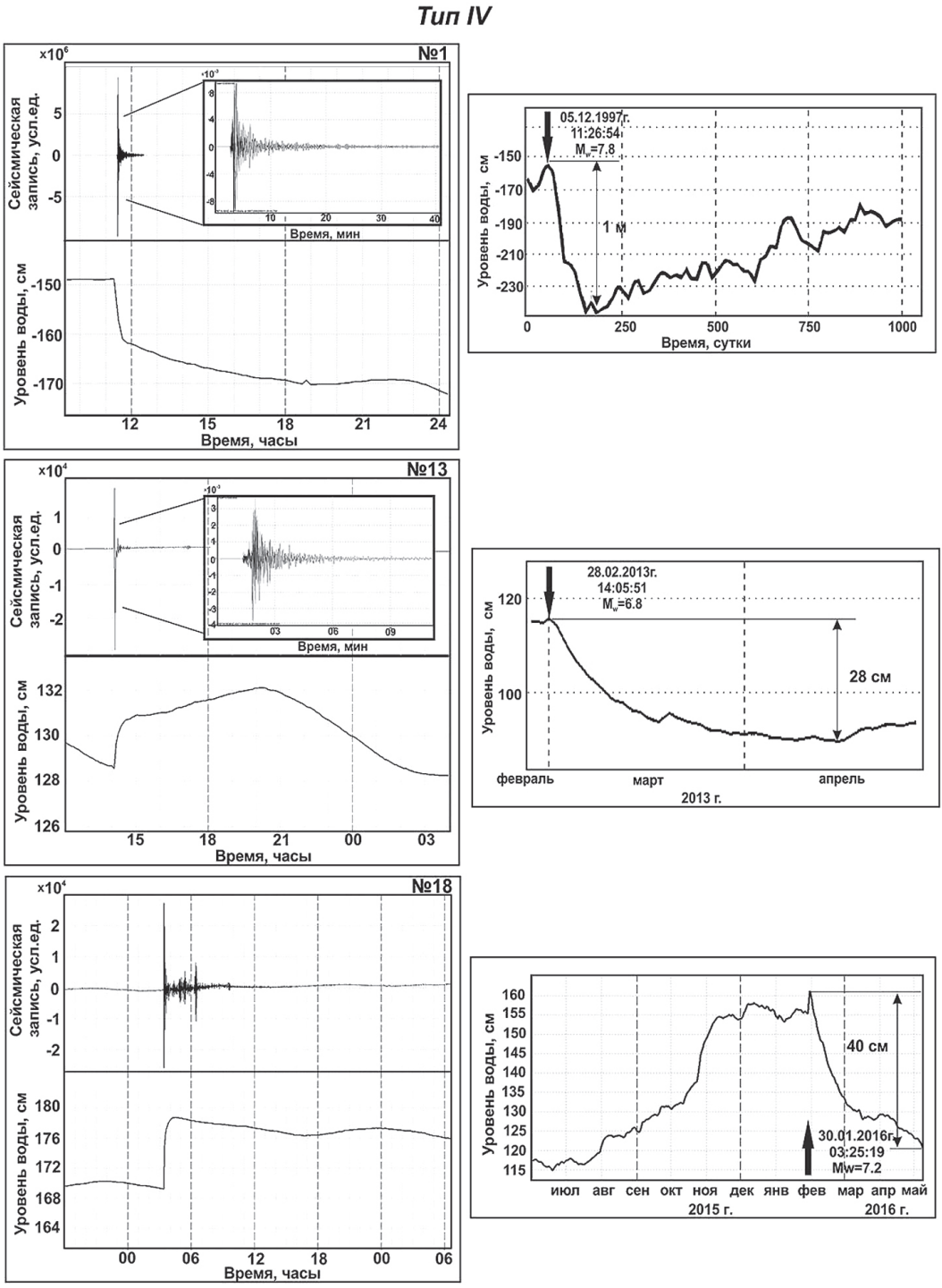


Рис. 5. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5, **тип IV**

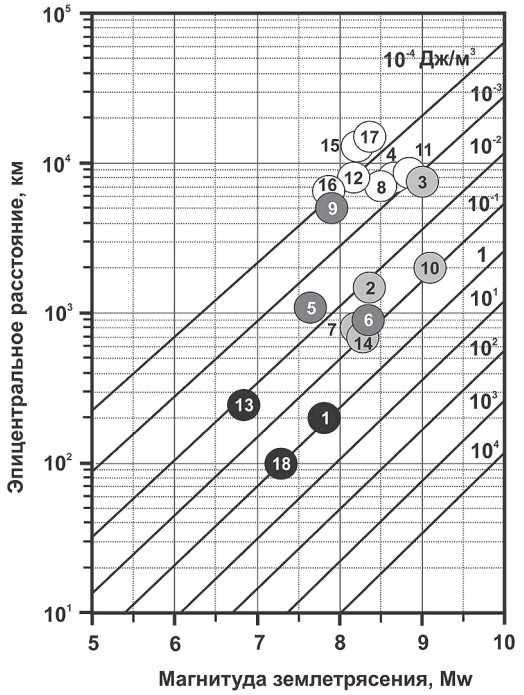


Рис. 6. Распределение различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 (**тип I** – белые кружки, **тип II** – серые, **тип III –** темно-серые, **тип IV** – черные) в зависимости от параметров землетрясений M_w, *R* и величины плотности сейсмической энергии *e*. Цифры соответствуют номерам землетрясений на рис. 1 и в таблице

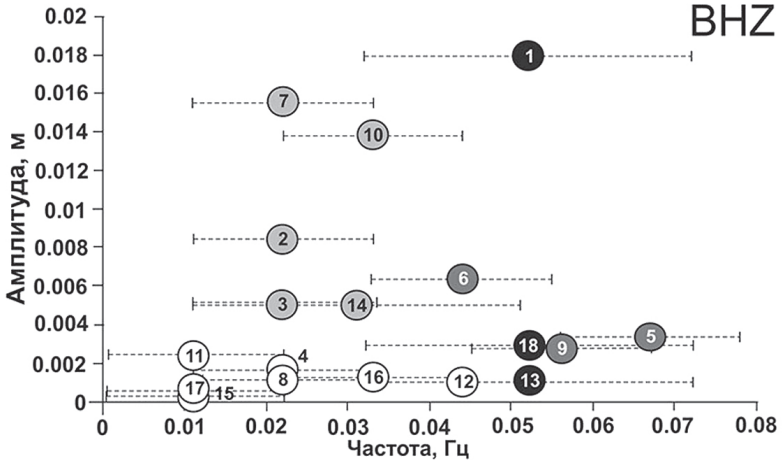


Рис. 7. Распределение различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды (**тип I** – белые кружки, **тип II** – серые, **тип III –** темно-серые, **тип IV** – черные) в зависимости от амплитуды и частотного диапазона проявления максимального смещения грунта на канале BHZ, с/ст. РЕТ. Частотные диапазоны проявления максимальных амплитуд смещений показаны горизонтальными пунктирными линиями. Положение кружков соответствует центральной частоте полосы фильтрации. Цифры – номера землетрясений по таблице и рис. 1–6

Обсуждение результатов и выводы

1. Проявления четырех типов вариаций уровня воды, выделенных по морфологическим признакам, определяются параметрами землетрясений – соотношением величин магнитуды M и эпицентрального расстояния *R*, км, а также величиной плотности энергии в сейсмической волне *e* (рис. 6): **тип I:** M_w = 7,8–8,7, *R* = 6810–14600 км, *e* = 10^{-3}–10^{-4} Дж/м^3; **тип II**: M_w = 8,2–9,1, *R* = 810–8260 км, *e* = 10^{-1}–10^{-3} Дж/м^3; **тип III**: M_w = 7,6–8,3, *R* = 720–5176 км, *e* = 10^{-1}–10^{-4} Дж/м^3; **тип IV**: M_w = 6,8–8,3, *R* = 80–260 км, *e* = 1–10^{-2} Дж/м^3.

2. Особенности вариаций уровня воды при воздействии сейсмических волн от сильных землетрясений и, соответственно, проявления четырех выделенных типов гидрогеосейсмических вариаций, также зависят от амплитудно-частотного состава сейсмических волн (рис. 7). Низкочастотные и низкоамплитудные сейсмические сигналы сопровождаются колебаниями уровня воды (**тип I**). При увеличении амплитуды сейсмического сигнала на колебательный режим могут накладываться кратковременные повышения уровня (**тип II**). Относительно высокочастотные сейсмические сигналы сопровождаются кратковременными повышениями уровня воды (**тип III)**; при увеличении амплитуды сигнала, в случаях наиболее сильных местных землетрясений, вызывающих ощутимые сотрясения интенсивностью не менее 5–6 баллов по шкале MSK-64, проявляются длительные (месяцы) понижения уровня (**тип IV)**.

3. С использование результатов моделирования и литературных данных [Кочарян и др., 2011] предложены механизмы формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5:

– колебания уровня воды (**типы I и II**) возникают вследствие резонансного эффекта усиления флюидного давления в системе скважина – водовмещающая порода при прохождении поверхностных сейсмических волн с периодами равными или превышающими резонансную частоту скважины (0,023 Гц) [Kopylova, Boldina, 2007];

– повышение уровня в течение десятков минут–часов после прохождения сейсмических волн (**тип III**) могут вызываться кратковременным ростом флюидного давления вследствие локального изменения проницаемости водовмещающих пород и нарушения стационарных условий течения воды в области непосредственно примыкающей к стволу скважины;

– длительное понижение уровня в результате ощутимых землетрясений ($I_{msk\text{-}64} \geq$ 5 баллов) может быть связано с существенными изменениями структуры водоносной системы в радиусе порядка сотен метров от скважины и увеличением проницаемости водовмещающих пород, которое сопровождалось падением флюидного давления с амплитудами до 0,03–0,1 бар.

Литература

Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г. Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4. С. 43–56.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. и др. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. 2011. №. 12. С. 50–62.

Kopylova G.N., Boldina S.V. The Response of Water Level in the YuZ-5 Well, Kamchatka to the Magnitude 9.3, Sumatra–Andaman Earthquake of December 26, 2004 // Journal of Volcanology and Seismology. 2007. V. 1. № 5. P. 319–327.

Wang C.-Y., Manga M. Earthquakes and Water. Springer Heidelberg Dordrecht London New York, 2010. – 225 p.

УДК 550.34:556.3

ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ (ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА СКВАЖИНАХ И ИСТОЧНИКАХ КАМЧАТКИ)

Г.Н. Копылова

Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая Геофизическая служба РАН», Петропавловск-Камчатский

В 2017 г. исполняется 40 лет с начала проведения наблюдений на сети скважин и источников на территории Петропавловского полигона (Камчатка) с целью поиска гидрогеологических предвестников землетрясений. В работе представлена история и основные результаты многолетних исследований влияния сейсмичности на режим наблюдательных скважин и источников. Основное внимание уделяется особенностям проявления гидрогеологических предвестников в изменениях физико-химических параметров подземных вод и перспективам их использования для среднесрочного прогноза сильных землетрясений Камчатки.

Введение

В 2017 г. исполняется 40 лет с начала организации на Камчатке наблюдений на скважинах и источниках с целью поиска гидрогеологических предвестников землетрясений и оценки возможностей их использования для сейсмического прогноза. Полученные данные по эффектам сейсмичности в изменениях физико-химических параметров подземных вод, в первую очередь, о гидрогеологических предвестниках, имеют важное научно-прикладное значение в решении задачи среднесрочного прогнозирования сильных землетрясений Камчатки. Кроме этого, результаты многолетних гидрогеосейсмологических исследований в Камчатском сейсмоактивном регионе могут быть полезны при разработке и верификации теоретических моделей влияния сейсмичности на состояние флюидонасыщенной геологической среды и процессов подготовки землетрясений.

Изменения гидрогеодинамических и гидрогеохимических параметров подземных вод, вызванные землетрясениями, или гидрогеосейсмические вариации

[Копылова, 1992], по времени проявления относительно момента землетрясения разделяются на гидрогеологические предвестники и ко- и постсейсмические эффекты. Ко- и постсейсмические эффекты в изменениях параметров режима скважин и источников обусловлены возникновением землетрясений, фиксируются при прохождении сейсмических волн и могут проявляться длительное время после землетрясений. Такие эффекты регистрируются достаточно часто в связи с возникновением сильных землетрясений на значительных эпицентральных расстояниях.

Гидрогеологические предвестники (гидрогеодинамические, гидрогеохимические) проявляются до момента землетрясения и обнаруживаются сравнительно редко, так как приурочены, в основном, к плейстосейстовым зонам сильных землетрясений и область их проявления относительно невелика.

В [Копылова, 2006] с использованием камчатских и мировых данных приводится типизация гидрогеосейсмических вариаций, в которой характерные типы изменений гидродинамических и гидрогеохимических параметров подземных вод сопоставлены с основными факторами воздействия сейсмичности на состояние флюидонасыщенной геологической среды. К таким факторам относятся: процессы подготовки землетрясений, изменение статического напряженного состояния водовмещающих пород при образовании разрывов в очагах местных землетрясений, динамическая деформация водовмещающих пород и сотрясения стволов скважин и каптажных сооружений источников при прохождении сейсмических волн от сильных землетрясений.

В статье представлена история гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке и наиболее значимые результаты, к которым относятся создание базы данных многолетних (1977–2016 гг.) наблюдений на сети скважин и источников и гидрогеосейсмических вариаций физико-химических параметров подземных вод при произошедших землетрясениях, а также обнаружение гидрогеологических предвестников перед сильными местными землетрясениями (магнитуды M = 6,6–7,8, эпицентральные расстояния R = 80–350 км).

История гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке и результаты

В изучении влияния сейсмичности на подземные воды Камчатки выделяются три этапа: 1 – ранний этап (до 1977 г.); 2 – организация и проведение гидрогеохимических наблюдений на самоизливающихся скважинах и источниках Петропавловского геодинамического полигона (1977 г. – настоящее время); 3 – создания системы специализированных наблюдений на скважинах с использованием автоматических средств регистрации параметров подземных вод и передачи данных (инструментальный этап, 1996 – настоящее время).

Ранний этап характеризовался случайными наблюдениями эффектов сильных землетрясений в изменениях режима термальных скважин, источников и гейзеров. В работе [Манухин, 1979] описаны изменения режима Пиначевских термоминеральных источников и скважины ГК-1 (Пиначевская площадь) при Петропавловском землетрясении 24 ноября 1971 г., M = 7,1, которое сопровождалось семибалльными сотрясениями. После землетрясения дебиты источников возросли в 2–6 раз, температура воды повысилась на 0,5–3 °С, значительно увеличилась минерализация воды. Последствия этого землетрясения сохранялись в изменениях дебитов до

6 мес, в изменении температуры – до трех лет, в изменениях химического состава – годы – десятилетия [Копылова, 1992].

В 1977 г. в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР были организованы регулярные наблюдения за режимом трех источниках и скв. ГК-1 Пиначевской площади (руководитель работ – зав. лабораторией гидрогеологии и геотермии к. г.-м. н. В.М. Сугробов). В 1979 г. была образована Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия; сотрудники, которые занимались производством наблюдений, были переведены в ее состав как отдельное структурное подразделение – лаборатория гидросейсмологии (зав. лабораторией Ю.М. Хаткевич). В течение последующих лет на территории Петропавловского полигона были организованы наблюдения еще на трех станциях – Морозная (1983 г.), Верхняя Паратунка (1989 г.) и на скв. Г-1, станция Хлебозавод (1992 г.): всего четыре источника и семь самоизливающихся скважин, выводящих подземные воды с глубин от 120 до 2,5 км. Наблюдения проводились один раз в три-шесть дней и включали измерения дебитов с использованием мерных емкостей и секундомера, измерения температуры воды, отбор проб воды и газа, в которых в лабораторных условиях определялся широкий набор компонентов химического состава воды и газа. В результате таких наблюдений были получены однородные временные ряды различных параметров подземных вод за многолетний период. В их изменениях были обнаружены постсейсмические эффекты от ощутимых землетрясений, а также гидрогеохимические предвестники в изменениях состава подземной воды и газа перед наиболее сильными сейсмическими событиями [Копылова и др., 1994; Хаткевич, Рябинин, 2004; и др.].

В [Копылова, 1992] выполнена оценка вклада сейсмичности в водную, тепловую и минеральную разгрузку Пиначевских источников. Было показано, что воздействие сильных землетрясений, в частности, семибалльного Петропавловского землетрясения 1971 г., приводит к существенному нарушению фоновых условий тепломассопереноса в питающей водоносной системе в течение длительного времени (месяцы – годы). Вклад сейсмичности, оцененный по превышению амплитудами постсейсмического увеличения разгрузки воды, выноса тепла и минеральных веществ их среднемноголетнего фонового уровня, оказался достаточно заметным. Для водной разгрузки 16% от величины суммарной разгрузки приходится на увеличение дебита источника в результате сильных землетрясений. Для общего количества тепла, вынесенного на поверхность подземными водами, эта величина составляет 14%, для различных минеральных компонентов – от 8 до 33% (хлор-ион – 33, натрий и калий – 28, бор – 8%).

Впервые гидрогеохимические предвестники в изменениях химического состава воды и газа были зарегистрированы в связи землетрясениями 6 октября 1987 г. с M = 6,6 и 2 марта 1992 г., M = 6,9 после 10-ти и 15-ти лет проведения наблюдений. Эти землетрясения произошли на расстояниях 120 и 110 км от наблюдательных скважин и сопровождались 5–6-тибалльными сотрясениями по шкале MSK-64. Гидрогеохимические предвестники проявились как яркие аномалии в изменении состава воды и газа в двух скважинах. В скв. Морозная-1 за месяц до землетрясения 1992 г. произошло увеличение минерализации воды на 30% и изменение ее геохимического типа за счет перераспределения анионов – увеличения концентрации сульфат-иона и уменьшения концентрации гидрокарбонат-иона. В скв. ГК-1 перед этими землетрясениями в течение 7 и 9-ти мес. наблюдалось уменьшение концентрации хлор-иона, других макрокомпонентов состава воды и изменение состава свободного газа [Копылова и др., 1994]. Гидрогеохимические предвестники

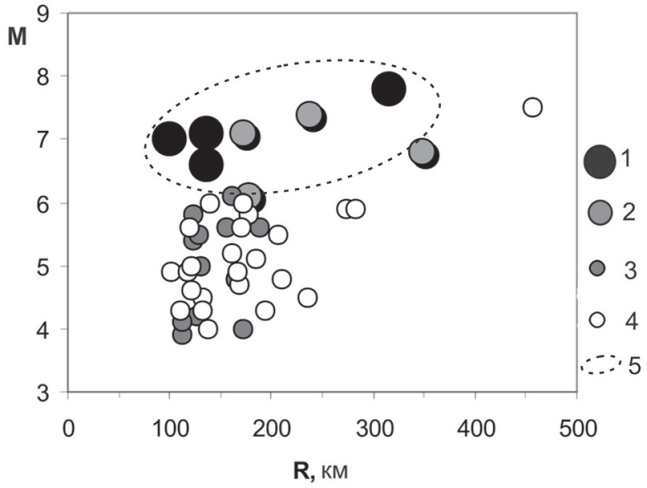


Рис. 1. Проявления различных типов гидрогеосейсмических вариаций в изменениях химического состава подземных вод в зависимости от параметров землетрясений: магнитуды M и эпицентрального расстояния *R*, км: 1 – амплитудные предвестниковые и постсейсмические изменения химического состава воды и газа, повышение дебитов источников и самоизливающихся скважин; 2 – выделяемые по характерной форме предвестниковые изменения химического состава воды и постсейсмические изменения дебитов и химического состава воды; 3 – постсейсмическое изменение химического состава воды, повышение дебитов; 4 – постсейсмическое повышение дебитов источников; 5 – область параметров землетрясений M и *R*, перед которыми проявлялись гидрогеологические предвестники

также регистрировались в связи с другими сильными землетрясениями 1993, 1996–1997 гг. [Хаткевич, Рябинин, 2004].

На рис. 1 показаны землетрясения, которые сопровождались различными типами гидрогеосейсмических вариаций в изменениях режима самоизливающихся скважин и источников. Гидрогеохимические предвестники проявлялись перед землетрясениями с величинами магнитуд от 6,6 до 7,8 на расстояниях от 90 до 300 км с заблаговременностью от одного до 9-ти месяцев. С использованием закономерности между проявлениями гидрогеохимических предвестников и параметрами последующих землетрясений в [Копылова и др., 1994] был предложен эмпирический алгоритм оценки времени возникновения сильных землетрясений на Камчатке с упреждением недели – месяцы, который до настоящего времени используется при составлении прогнозных заключений, подаваемых в специализированные советы по прогнозу землетрясений.

В дальнейшем проводилось развитие методики обработки гидрогеохимических данных, изучение процессов формирования предвестников и постсейсмических эффектов в изменениях химического состава подземных вод самоизливающихся скважин и источников, предложены модели их формирования (Г.Н. Копылова, С.В. Болдина, П.В. Воропаев, А.А Любушин; и др.).

Инструментальный этап наблюдений. В 1996–1997 гг. пьезометрические скважины Е-1 и ЮЗ-5 были оборудованы системами цифровой регистрации уровня воды с периодичностью 10 мин (оборудование было предоставлено ИФЗ РАН в рамках совместного проекта РФФИ, руководитель д. ф.-м. н. А.А. Любушин). В течение последующих лет дважды проводилась модернизация уровнемерного оборудова-

ния, дополненного датчиками температуры и электропроводности воды, температуры воздуха и атмосферного давления. С 2001 г. используется аппаратура производства ООО «Полином», г. Хабаровск серии Кедр А2 с накоплением данных на твердотельную память. С 2010 г. используется серия Кедр-ДМ с передачей данных по каналам сотовой связи. Описание аппаратурного комплекса приводится в [Копылова и др., 2016]. С 2014 г. с использованием Кедр-ДМ проводится регистрация температуры и электропроводности воды на самоизливающейся скв. Морозная-1. Установка оборудования на скважинах и его эксплуатация осуществлялась сотрудниками лаборатории геофизических исследований КФ ФИЦ ЕГС РАН. Регистрация всех параметров производится через 5 минут, передача данных – один раз в час, обработка данных в лаборатории геофизических исследований выполняется ежедневно.

В течение третьего этапа были созданы методика обработки данных для выделения гидрогеосейсмических вариаций в изменениях уровня воды (Копылова Г.Н., Болдина С.В.), программные средства Информационной системы POLYGON для ведения базы данных уровнемерных наблюдений, их обработки и визуализации в режиме близком к реальному времени (Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А.).

В измерениях уровня воды в скважинах были обнаружены разнообразные гидрогеосейсмические вариации в связи с произошедшими на Камчатке сильными землетрясениями. Кроноцкое землетрясение с M = 7,8, произошедшее на расстоянии 200 км, сопровождалось комплексом разнообразных вариаций уровня воды в обеих наблюдательных скважинах, в том числе гидрогеодинамическими предвестниками [Копылова, 2006]. В скв. ЮЗ-5 впервые был зарегистрирован косейсмический скачек понижения уровня с амплитудой 12 см в течение примерно 12 мин после образования разрыва в очаге. Такой скачок был обусловлен реакцией уровня на изменение статической объемной деформации водовмещающих пород (расширение). Воздействие сейсмических волн сопровождалось амплитудными вариациями уровня в обеих скважинах в течение трех месяцев: в скв. ЮЗ-5 произошло понижение уровня с амплитудой около одного метра с последующим восстановлением в течение двух лет, в скв. Е-1 – повышение уровня на 30 см. Последующие сильные землетрясения: Олюторское 2006 г., M = 7,6; серия землетрясений 2013 г. с максимальными магнитудами 6,9 и 8,3, Жупановское землетрясение 16.01.2016 г. с M = 7,2 и др., также сопровождались различными гидрогеосейсмическими вариациями уровня воды [Копылова, Смолина, 2009; Копылова и др., 2012, 2016; и др.].

В течение третьего этапа также выполнялись исследования по оценке информативности отдельных скважин для геофизического мониторинга и по созданию моделей формирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в системе скважина – водовмещающая порода для отдельных скважин [Копылова, Болдина, 2006–2016 гг.].

Гидрогеодинамические предвестники

По данным наблюдений на скв. Е-1 были обнаружены два типа вариаций уровня воды, которые рассматриваются как среднесрочные гидрогеодинамические предвестники землетрясений – ГП_I со временем упреждения от суток до десятков суток [Копылова, 2013; Копылова, Болдина, 2012] и ГП_II с временем упре-

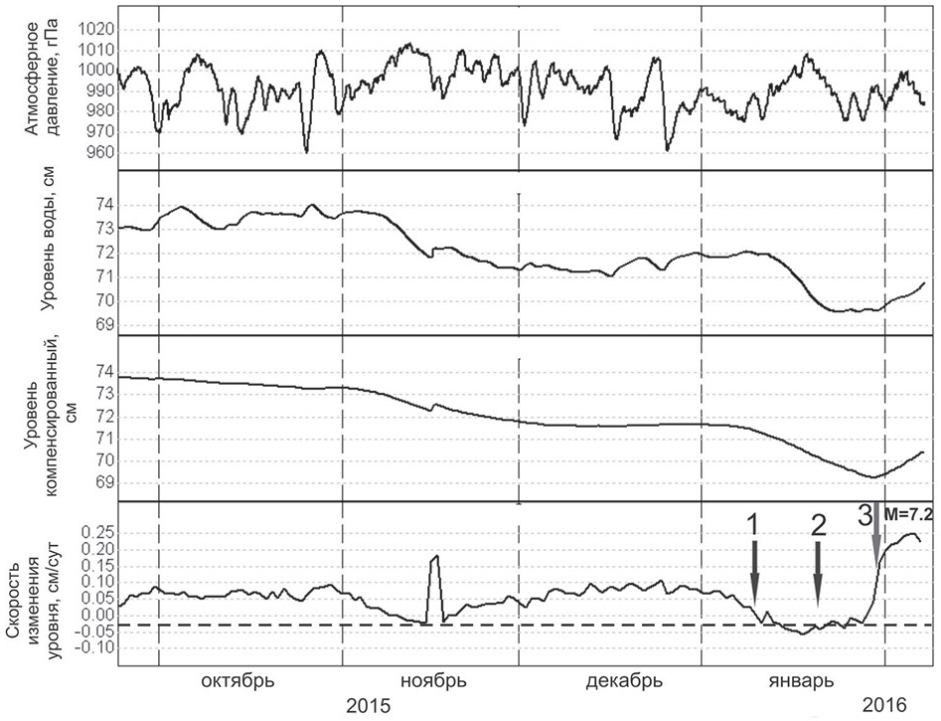


Рис. 2. Проявление гидрогеодинамического предвестника ГП_1 в изменениях уровня воды в скважине Е-1 перед Жупановским землетрясением 30.01.2016 г., M = 7,2. Цифрами обозначены: 1 – начало проявления предвестника, 2 – подача прогноза в КФ РЭС, 3 – момент землетрясения

ждения до нескольких лет [Копылова, 2001]. Гидродинамический предвестник первого типа (ГП_I) – понижение уровня воды с повышенной скоростью в течение нескольких суток – недель перед землетрясениями с $M \geq 5{,}0$ на эпицентральных расстояниях до 350 км, используется с начала 2000-х годов для составления и передачи в экспертные советы по прогнозу землетрясений регулярных заключений о возможности сильных землетрясений в Камчатском регионе. На рис. 2 приводится пример проявления ГП_I Жупановским землетрясением 30.01.2016 г. с M = 7,2. Началом ГП_I является момент времени, когда среднесуточная скорость понижения уровня воды достигла порогового значения (показано пунктирной линией на нижнем графике рис. 2). Заключение о возможности сильного землетрясения было подано в экспертный совет КФ РЭС 21 января 2016 г. и было признано этим советом как оправдавшееся в отношении Жупановского землетрясения [Фирстов и др., 2016].

Описание ГП_II впервые дано в работе [Копылова, 2001]. В 1991–1997 гг., когда на Камчатке произошло шесть землетрясений с M = 6,9–7,8, в скв. Е-1 наблюдался тренд понижения уровня воды с амплитудой около 1,5 м. Предполагалось, что тренд понижения уровня отражает геодинамические процессы, связанные с подготовкой и реализацией такой сейсмической активизации в Камчатском регионе. С декабря 2011 по начало 2017 гг. в скв. Е-1 развивается ГП_II. Амплитуда понижения уровня воды составила 141 см при средней скорости –0,08 см/сут (рис. 3). Эти параметры близки к тем, которые наблюдались в 1991–1997 гг. Развитие

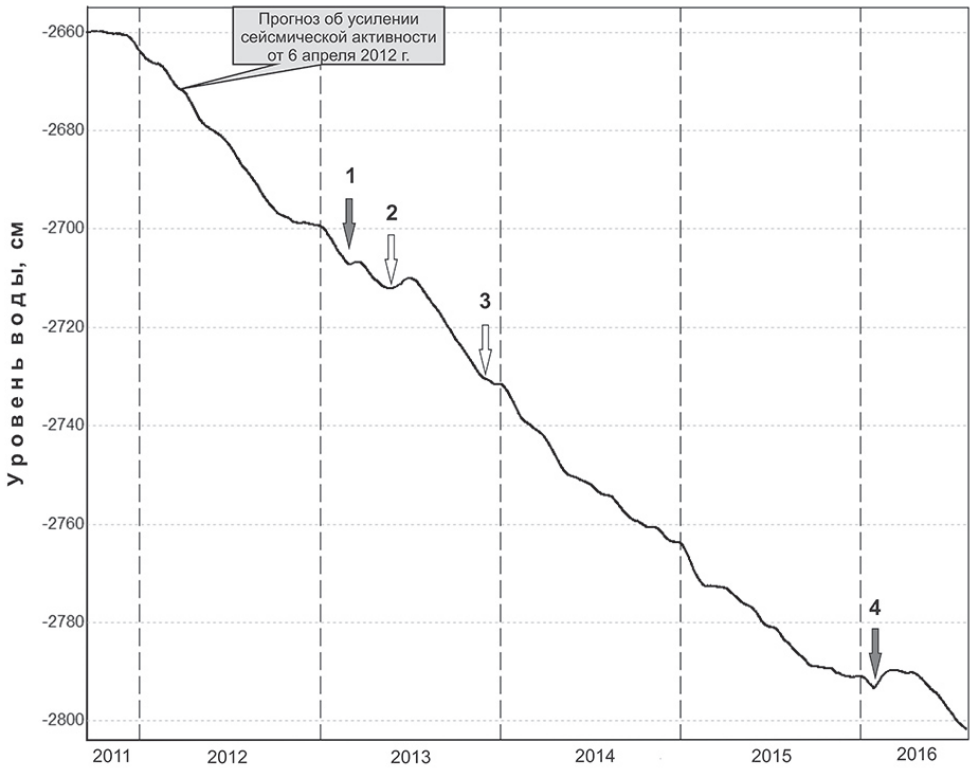


Рис. 3. Проявление гидрогеодинамического предвестника ГП_2 в изменениях уровня воды в скважине Е-1 в декабре 2011–2016 гг. Стрелками показаны землетрясения с M = 6,5 –8,3, произошедшие в радиус до 350 км. Темными стрелками показаны землетрясения, в отношении которых были сделаны успешные прогнозы на основании ГП_1

ГП_II послужило основанием для подачи прогнозного заключения в КФ РЭС в апреле 2012 г. о возможном усилении сейсмической активности в течение месяцев – первых лет в радиусе до первых сотен км от скважины в виде одного или нескольких землетрясений с $M \geq 6,0$. Этот прогноз можно считать успешно оправдавшимся в отношении произошедших сейсмических событий в 2013 г. и Жупановского землетрясения 2016 г.

Результаты

Созданная на Камчатке система специализированных гидрогеологических наблюдений позволяет диагностировать различные типы изменений параметров подземных вод, в том числе предвестники сильных землетрясений Камчатки. По данным уровнемерных наблюдений гидрогеодинамические предвестники могут выделяться в режиме, близком к реальному времени.

На основе выявленных гидрогеохимических и гидрогеодинамических предвестников предложены методы среднесрочного прогноза времени сильных землетрясений на Камчатке с заблаговременностью месяцы – недели, которые используются в системе прогнозирования сейсмической опасности в Камчатском крае.

Перспективы развития гидрогеосейсмологических исследований связаны с дальнейшим накоплением достоверных данных о разнообразных откликах подземных вод на сейсмические воздействия, в первую очередь, о гидрогеологических предвестниках и закономерностях их связи с параметрами землетрясений. Важными направлениями работ также являются исследование процессов формирования гидрогеологических предвестников землетрясений и других эффектов сейсмичности в различных природных и природно-технических системах, а также техническое развитие системы специализированных гидрогеологических наблюдений.

Литература

Копылова Г.Н. Анализ влияния сейсмичности на режим Пиначевских термопроявлений на Камчатке (по результатам наблюдений в 1979–1988 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С. 3–18.

Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–70.

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.

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

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52–64.

Копылова Г.Н., Смолина Н.Н. Изменения уровня воды в скважинах Камчатки в период Олюторского землетрясения 20.04.2006 г., M_w = 7,6 // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 36–49.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. Аномальные изменения химического состава подземных вод в связи с Камчатским землетрясением 02.03.1992 г. (M_w = 6,9) // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 1. С. 39–49.

Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смолина Н.Н. и др. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в пьезометрических скважинах Камчатки (по данным наблюдений 1987–2011 гг.) // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке: к 50-летию детальных сейсмологических наблюдений. Петропавловск-Камчатский: Новая книга. 2012. С. 236–269.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Восточная Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008–2009 гг. и сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 41–54.

Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е. Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4. Т. 52. С. 43–56.

Манухин Ю.Ф. Влияние землетрясений на динамику термальных вод Камчатки: Тез. докл. IX совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск–Петропавловск-Камчатский: [б.и.]. 1979. С. 135.

Фирстов П.П., Копылова Г.Н., Соломатин А.В., Серафимова Ю.К. О прогнозировании сильного землетрясения в районе полуострова Камчатка // Вестник КРАУНЦ ; Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 106–114.

Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: [б.и.]. 2004. С. 96–112.

УДК 550.34

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ В ЛАБОРАТОРНОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО ГИДРОРАЗРЫВУ ПЛАСТА

М.А. Тримонова, Е.В. Зенченко, Н.А. Барышников, П.Е. Зенченко, С.Б. Турунтаев

Институт динамики геосфер РАН, Москва

В работе представлены результаты лабораторных экспериментов по гидроразрыву пласта (ГРП) и измерению порового давления в образце в процессе экспериментов. Построены математические модели фильтрации жидкости в среде, модели уточнены по экспериментальным данным. По результатам интерпретации экспериментальных данных с помощью построенных моделей были сделаны выводы о влиянии трещины гидроразрыва на проницаемость образца.

Введение

Гидроразрыв пласта, наряду с мерами по поддержанию пластового давления, является основным методом интенсификации добычи нефти. Существует множество теоретических и экспериментальных исследований возникновения и распространения трещины гидроразрыва [Economides, Nolte, 2000; Zoback et al., 1977; Stanchits et al., 2011]. Все известные модели имеют ограничения, оценить которые можно только проводя эксперименты. Эксперименты в реальных условиях, на месторождениях, проводить или невозможно, или очень сложно и дорого. Поэтому требуется проводить эксперименты на образцах реальных пород или на искусственных образцах. Мы остановились на втором варианте, потому что нам требовалось моделировать часть системы разработки, в которую входило несколько скважин, причем одна из них – с потенциальным ГРП. Для выполнения требования масштабируемости эксперимента к реальным условиям наиболее эффективным является выбор материала образца и условий эксперимента в соответствии с критериями подобия. В любом случае лабораторные эксперименты остаются наиболее надежным методом проверки теоретических моделей и связанных и с ними особенностей распространения трещин гидроразрыва.

К целям данной работы относятся: верификация созданной численной модели распространении трещины ГРП в лабораторных экспериментах; определение про-

ницаемости образца по изменению порового давления в нем; определение изменения проницаемости образца после образования трещины по сравнению с проницаемостью до.

Подготовительные работы

Лабораторные эксперименты проводились в соответствии с критериями подобия, выведенными для случая распространения радиальной трещины (1) [Pater et al., 1994].

$$N_t = \frac{ti}{r_w^3} \quad N_{\bar{E}} = \frac{\bar{E} r_w^3}{\bar{\mu} i} \quad N_{K_l} = K_l \sqrt{\frac{r_w}{i}} \quad N_\sigma = \frac{\sigma}{\bar{E}} \quad N_{K_1} = \frac{K_{1c}^2}{4 r_w \bar{E}^2} \quad N_\lambda = \frac{\sigma_{\max}}{\sigma_{\min}} \qquad (1)$$

где t – время, i – объемный расход жидкости, r_w – радиус скважины, $\bar{E} = E/4/(1 - \upsilon^2)$, E – модуль Юнга, υ – коэффициент Пуассона, $\bar{\mu} = 12\mu$, μ – вязкость жидкости, K_l – коэффициент утечек, K_{1c} – трещиностойкость образца, $\sigma_{\min}$, $\sigma_{\max}$ – минимальные и максимальные горизонтальные напряжения.

Согласно безразмерным комплексам, для сохранения подобия модели и натуры, был выбран материал образца, в состав которого входит гипс и цемент в соотношении 9:1. В смесь добавлялась вода, масса которой составляла 0,45 от массы смеси. Для замедления схватывания материала в воду добавлялась лимонная кислота. Затвердевший гипс высушивался не полностью, а в течение N дней, за такое время связывалось порядка M% воды. Для точного определения свойств материала были проведены предварительные исследования по нахождению прочности на сжатие и растяжение, определению модулей упругости и проницаемости образца.

При исследовании прочности на одноосное сжатие образцы нагружались на ручном прессе до разрушения (рис. 1, а). Значение прочности составило 6,4±0,95 МПа. Измерение прочности на растяжение проводилось «бразильским» методом, в котором образец круглого сечения раскалывался между параллельными стальны-

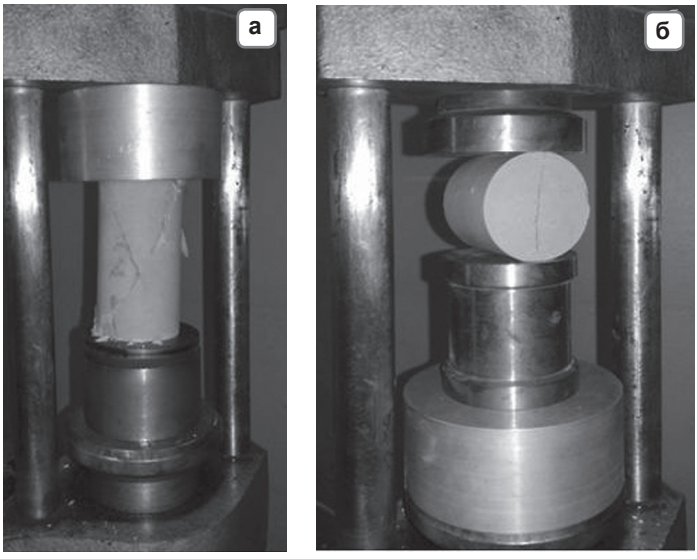


Рис. 1. Установки для измерения прочности на сжатие (а) и на растяжение (б)

ми плитами (рис. 1, б). Величина прочности на растяжение составила примерно 0,8±0,18 МПа. Упругие скорости волн измерялись как в стержнях (длина волны больше диаметра образца), так и в массиве (все размеры больше длины волны), что позволило оценить динамические модули упругости (модуль Юнга – 7,7 ГПа, коэффициент Пуассона – 0,26). Статические модули упругости измерялись на прессовом оборудовании ИФЗ РАН (модуль Юнга – 3,6 ГПа, коэффициент Пуассона – 0,21). Для определения проницаемости образцы помещались между параллельных плит (рис. 2, а).

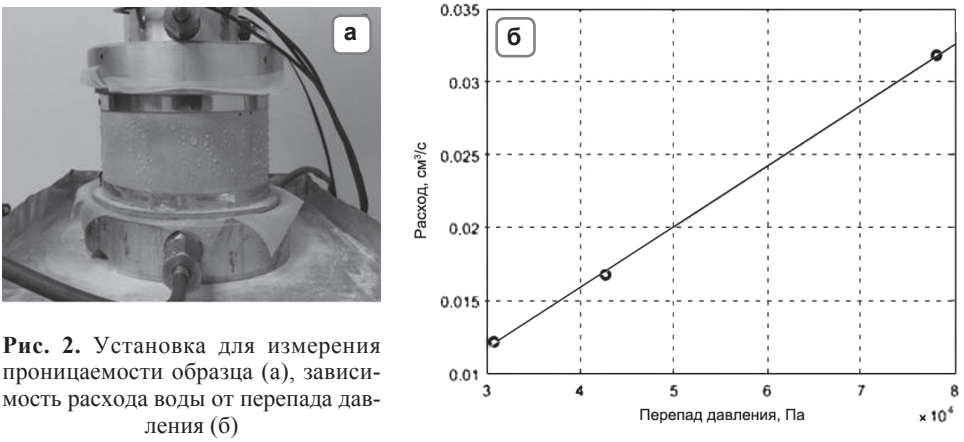


Рис. 2. Установка для измерения проницаемости образца (а), зависимость расхода воды от перепада давления (б)

В этих плитах были проделаны каналы с выходом в центральное отверстие в образце. Через канал в нижней плите подавалась жидкость с постоянным расходом. Через канал в верхней плите измерялось давление в центре образца. Зависимость расхода воды от перепада давления представлена на рис. 2, б. Расход Q через цилиндрический образец в радиальном направлении зависит от перепада давления согласно формуле (2):

$$Q = \frac{2\pi kh(p_B - p_H)}{\mu \ln R_H / R_B} \qquad (2)$$

где k – проницаемость образца, h – высота образца, $p_в$ – давление в центральном отверстии; $p_н$ – давление на внешней поверхности, μ – вязкость жидкости, $R_н$ – внешний радиус образца; $R_в$ – радиус центрального отверстия.

Измерения проводились при нескольких значениях расхода в течение двух суток. Стоит отметить, что проницаемость модельного материала уменьшалась со временем. Диапазон изменений составлял от 2,7–2,1 до 1,7–1,0 мД.

Описание экспериментальной установки

Установка состоит из верхней и нижней крышек в форме дисков диаметром D, между которыми расположено кольцо диаметром $D1$ высотой H и толщиной T. Размеры образующейся камеры составляют 430 мм в диаметре и 65 мм в высоте (рис. 3, а). Верхняя крышка отделена от образца резиновой мембраной. Между мембраной и крышкой создается герметичное пространство. Это пространство

заполняется водой под давлением, что позволяет моделировать литостатическое давление в модели коллектора. Давление над мембраной поддерживается при помощи разделительного цилиндра, верхняя часть которого заполнена сжатым азотом под необходимым давлением, а нижняя – водой. Для создания горизонтальных напряжений в образце обеспечивается горизонтальное нагружение модели с помощью 4 герметичных камер, расположенных на поверхности боковой стенки (рис. 3, б). Патрубки камер, через герметичные уплотнения, выводятся через отверстия в боковой стенке наружу. Боковое нагружение осуществляется за счет закачки газа или жидкости в попарно противоположные камеры. В обеих крышках и в боковине просверлены сквозные отверстия диаметром 6 мм. В верхней крышке находится 13 отверстий, в нижней – 29, в боковине – 6. Эти отверстия используются как для монтажа различных датчиков, так и для обеспечения отбора или закачки флюида в образец.

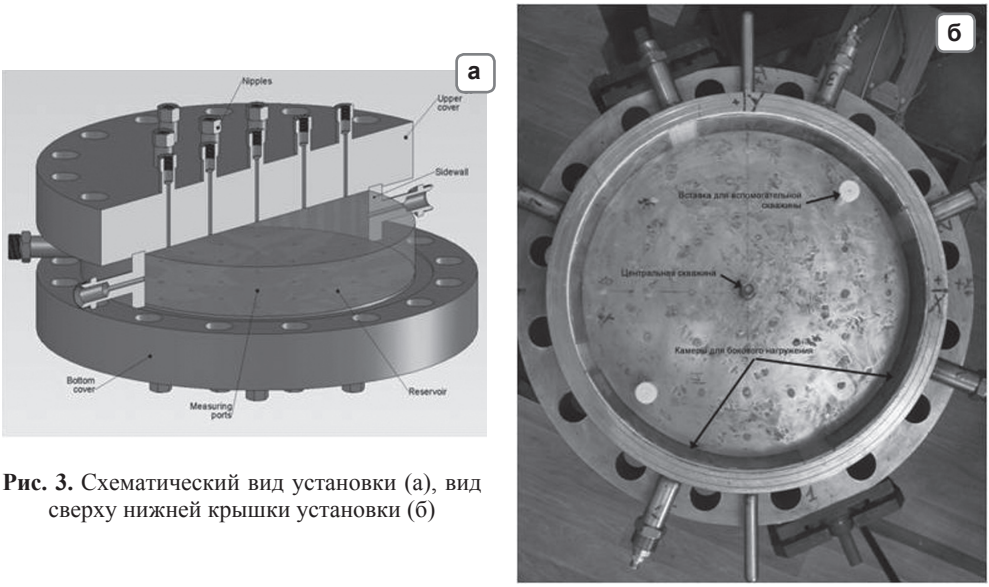


Рис. 3. Схематический вид установки (а), вид сверху нижней крышки установки (б)

Максимальные возможности установки ограничиваются допустимыми по соображениям прочности нагрузками: в вертикальном направлении до 120 атм в горизонтальном – до 80 атм. Закачка жидкости в образец может проходить при постоянном давлении и постоянном расходе в зависимости от поставленной задачи. В процессе эксперимента есть возможность следить за изменением порового давления в образце по показаниям датчиков давления, расположенных в отверстиях на нижней крышке установки.

Эксперименты проводились в следующей последовательности: а) – подготовка установки (подготовка форм для модельных скважин, выбор угла между градиентом порового давления и осью максимального горизонтального нагружения); б) – заливка гипса (затвердевание около 2 суток); в) – донасыщение образца насыщенным раствором гипса в воде и создание стационарного поля порового давления в образце (около 1 часа); г) – задание горизонтальных и вертикальных нагрузок; д) – закачка жидкости разрыва (около 200 с) с одновременной регистрацией порового давления в образце.

Численная и экспериментальная модель

Для описания экспериментов была создана численная модель распространения трещины гидроразрыва, включающая решение двух задач: внешней и внутренней по отношению к трещине. К внешней задаче относится поиск распределения порового давления во всем образце, к внутренней – поиск давления в трещине. Сначала для описания процесса фильтрации в образце решалось двумерное уравнение пьезопроводности однофазной модели фильтрации [Азиз, Сеттари, 2004]. Было обнаружено, что реальное измеренное давление в образце, в точках расположения датчиков, намного меньше давления, найденного из численного решения. Было предположено, что данное несоответствие возникает вследствие рассмотрения однофазной модели, тогда как вязкость закачиваемого масла на два порядка больше вязкости воды, насыщающей образец. Для проверки данного предположения было решено сначала реализовать однофазную фильтрацию в эксперименте. Для этого брались две симметричные относительно центра скважины: в одну закачивался водный раствор гипса под постоянным давлением, другая скважина была соединена с атмосферой. После достижения стационарного поля давления (рис. 4) в образце закачка жидкости прекращалась, и фиксировались кривые падения давления в образце (в точках расположения датчиков). Результаты эксперимента совпали с результатами численного моделирования для случая однофазной фильтрации (рис. 5).

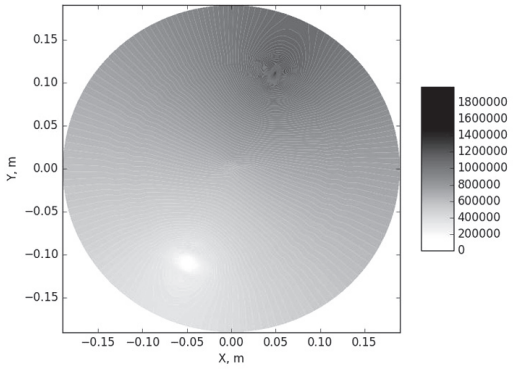


Рис. 4. Численная модель стационарного поля давления в образце

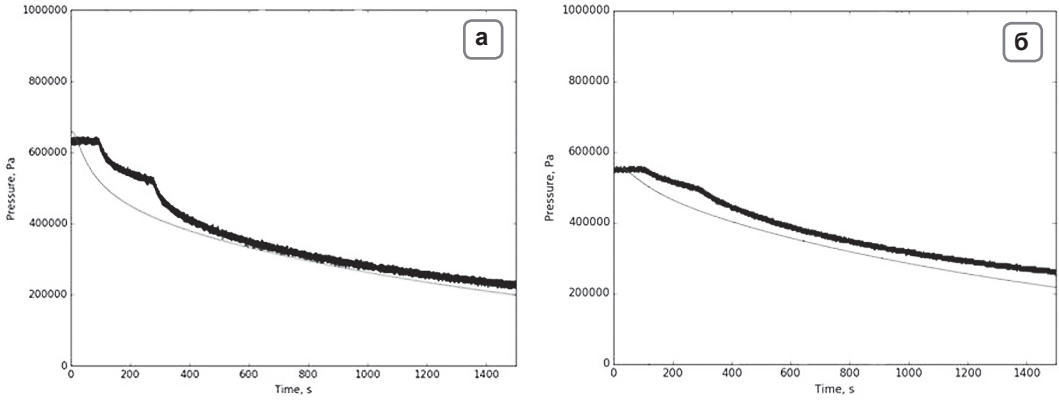


Рис. 5. Кривые падения давления в образце от времени (численное решение – тонкая линия, эксперимент – толстая линия)

После проведенного эксперимента был сделан вывод о необходимости перехода в численной модели распространения трещины гидроразрыва от однофазной фильтрации к двухфазной. Тот факт, что вязкость закачиваемого масла много больше вязкости жидкости, насыщающей образец, позволил нам использовать упрощенную модель двухфазной фильтрации – поршневое вытеснение [Басниев и др., 1993]. Данный подход позволил свести задачу к решению уравнения пьезопроводности для области с маслом и области с водой с дополнительными граничными условиями на границе вытеснения (3).

$$\kappa_{o,w}\frac{\partial P_{o,w}}{\partial t}=\frac{1}{r}\left(\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial P_{o,w}}{\partial r}\right)\right)+\frac{1}{r^2}\frac{\partial^2 P_{o,w}}{\partial \phi^2},\quad P_o=P_w,\quad V_0=V_w \tag{3}$$

Таким образом, численное решение свелось к поэтапному моделированию следующих процессов: 1) установление стационарного поля давления в образце путем закачки водного раствора гипса под постоянным давлением в боковую скважину (однофазная фильтрации) (рис. 6); 2) закачка масла с постоянным расходом в центральную скважину до образования трещины (двухфазная фильтрация, без трещины); 3) закачка масла с постоянным расходом в трещину (поршневое вытеснение из трещины).

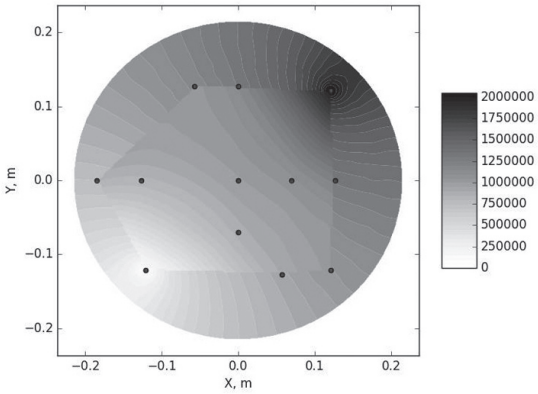


Рис. 6. Эксперимент 1: сопоставление порового давления в образце: (численная модель вне многоугольника, образованного датчиками, которые показаны точками, внутри многоугольника – интерполяция по экспериментальным данным)

После усовершенствования модели теоретические кривые изменения давления во времени стали качественно соответствовать экспериментальным, стало возможным оценить проницаемость образца, варьируя ее до полного совпадения теории с практикой. Оказалось, что для описания вытеснения маслом воды до образования трещины необходимо задавать проницаемость, отличающуюся от проницаемости после образования трещины. То есть, необходимо было задавать разные проницаемости при решении задачи вытеснения без трещины и с трещиной. Данная тенденция наблюдалась при сопоставлении данных почти со всех датчиков в двух экспериментах.

Результаты

В первом эксперименте использовались соседние симметричные скважины с координатами (121, 121) и (−121, −121) мм. Постоянное давление закачки водного

раствора в первую из них составило 20 атм. После установления стационарного режима в образце (рис. 8) в центральную скважину началась закачка масла с постоянным расходом, равным 0,37 см^3/с. Графики зависимостей давления от времени

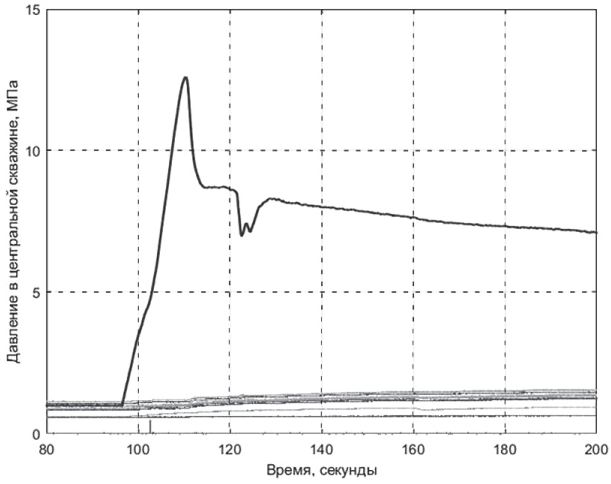


Рис. 7. Давление от времени в центральной скважине и в образце: эксперимент 1

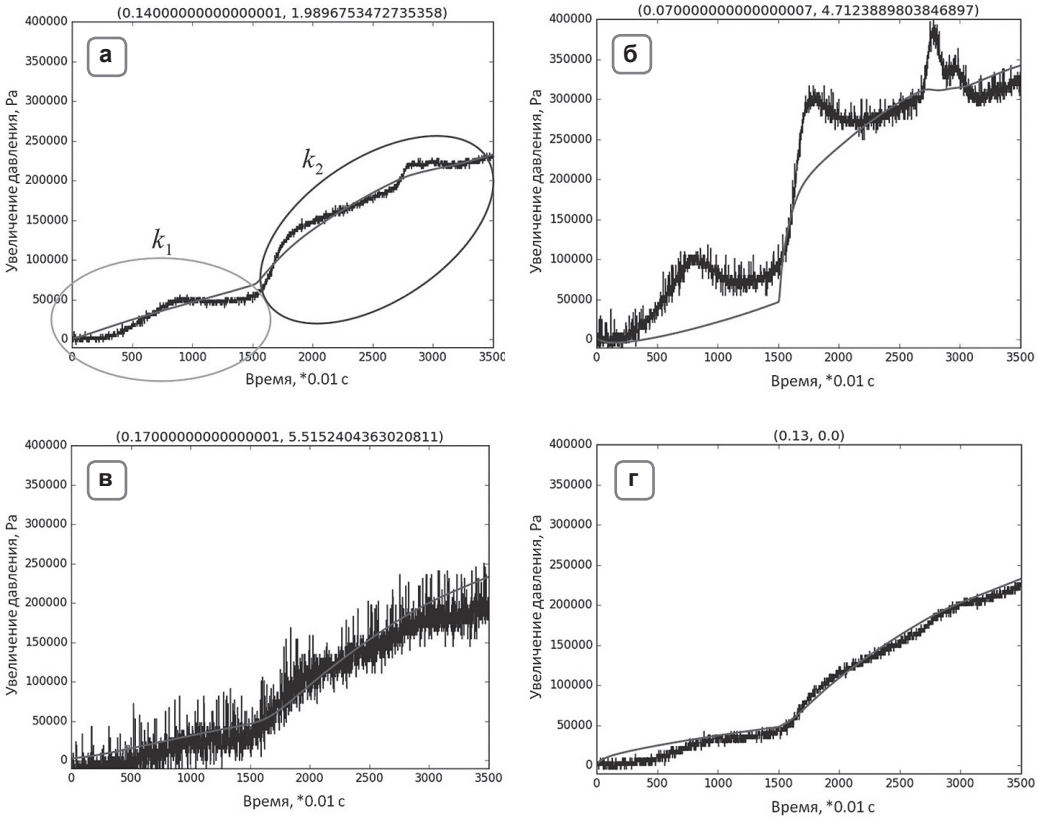


Рис. 8. Давление в точках расположения датчиков при численном моделировании и в эксперименте 1 (а, б, в, г)

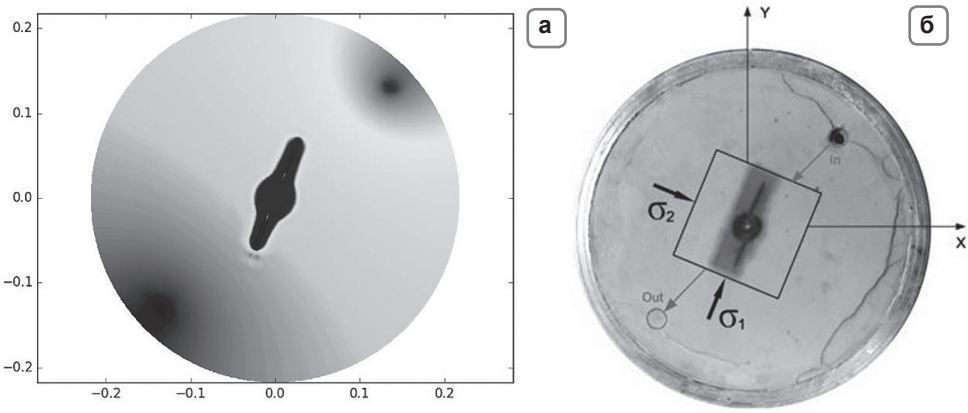


Рис. 9. Конечное представление моделирования распространения трещины гидроразрыва (а) и соответствующая ей реальная трещина (б)

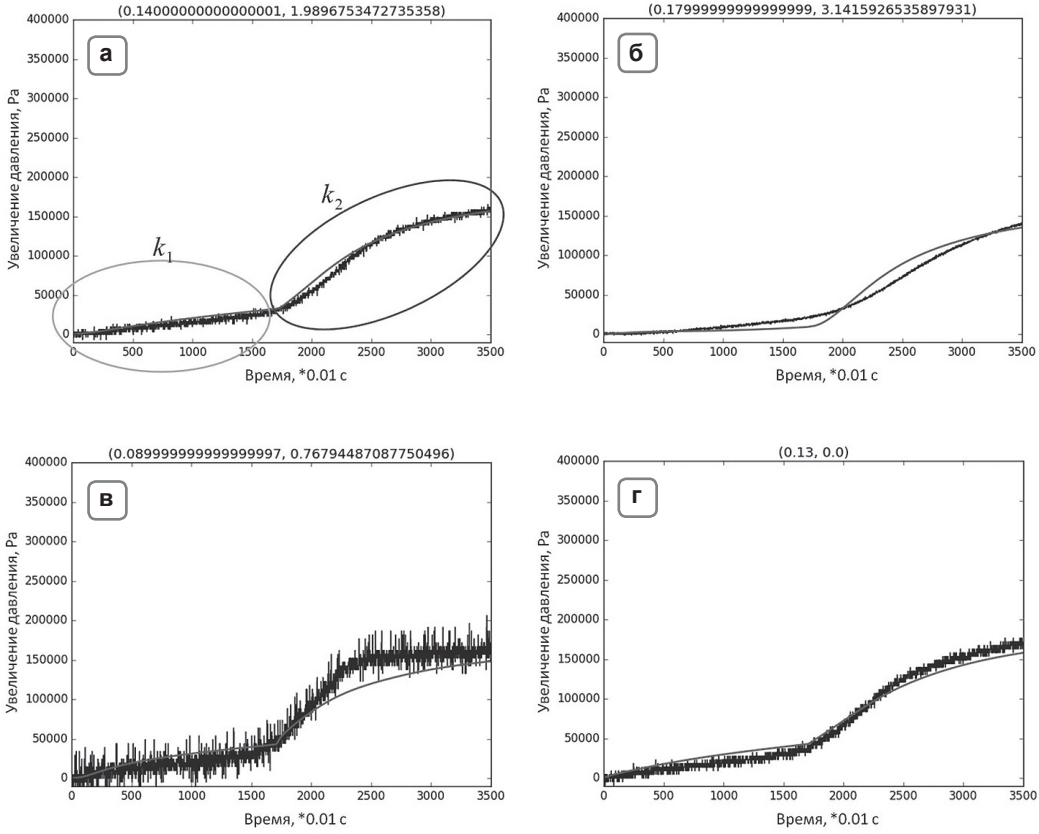


Рис. 10. Давления в точках образца в численной модели и в эксперименте 2 (а, б, в, г)

в центральной скважине и во всем образце представлены на рис. 7. Сопоставление поведения давления в точках расположения датчиков при численном моделировании и в эксперименте 1 представлено на рис. 8. Первым 15 секундам эксперимента соответствует период нагнетания масла в скважину без трещины. Это состояние образца описывается проницаемостью k_1. С появлением трещины (время > 15 с) проницаемость образца (k_2) увеличилась в среднем в 1,3–1,5 раза. Конечное представление моделирования распространения трещины гидроразрыва и соответствующая ей реальная трещина представлены на рис. 9.

Такая же тенденция поведения проницаемости наблюдалась по результатам и второго эксперимента, в котором водный раствор фильтровался из скважины с координатами (57, 127) мм с постоянным перепадом давления 15 атм, а масло закачивалось в центральную скважину с расходом, равным 0,2 см^3/с. Проницаемость образца после образования трещины так же выросла почти в 1,4 раза (рис. 10).

Экспериментальная трещина гидроразрыва и ее численная модель в эксперименте 2 представлены на рис. 11.

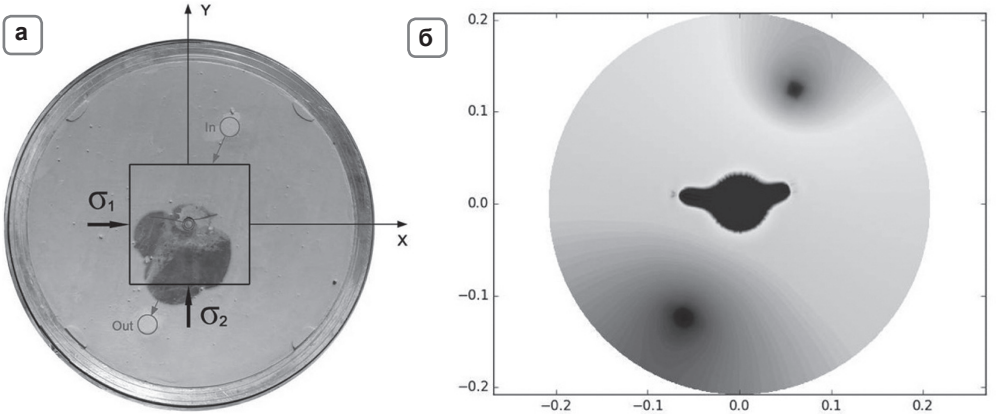


Рис. 11. Эксперимент 2: трещина гидроразрыва (а) и ее численная модель (б)

Заключение

В работе представлены результаты лабораторных экспериментов по гидроразрыву пласта и соответствующая им численная модель фильтрации в образце с трещиной гидроразрыва. Лабораторный эксперимент проводился в соответствии с критериями подобия, согласно которым были определены необходимые свойства образца и параметры эксперимента. Численное моделирование разделялось на три этапа: первый этап описывался двумерной однофазной нестационарной моделью фильтрации; второй и третий этапы описывались двухфазной фильтрацией в упрощении поршневого вытеснения, без трещины и с трещиной соответственно.

Построив математические модели фильтрации в образце, и адаптируя их к экспериментальным данным, было получено, что проницаемость образца после растрескивания выросла в 1,3–1,5 раза по сравнению с проницаемостью образца без трещины.

Литература

Азиз Х., Сеттари Э. Математическое моделирование пластовых систем. Москва–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2004, – 407 с.

Басниев К.С., Кочина И.Н, Максимов В.М. Подземная гидромеханика, Москва: «Недра», 1993. – 416 с.

Pater C.J., Cleary M.P., Quinn T.S. Experimental Verification of Dimensional Analysis for Hydraulic Fracturing / SPE Production & Facilities, November 1994, p. 230–238.

Economides M.J. and Nolte K.G. / Reservoir Stimulation (3rd Edition). Willey, 2000.

Stanchits S., Mayr S., Shapiro S., Dresen G. Fracturing of porous rock induced by fluid injection // Tectonophysics. 2011. 503: 129–145.

Zoback M.D., Rummel F., Jung R. and Raleigh C.B. Laboratory hydraulic fracturing experiments in intact and pre-fractured rock / Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 1977 14(2): 49–58.

УДК 550.34.01+550.347+550.348

ФЛЮИДОДИНАМИКА МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД В ИЕРАРХИЧЕСКИХ АНОМАЛЬНО ПЛОТНОСТНЫХ, НАПРЯЖЕННЫХ, ПЛАСТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

О.А. Хачай[1], А.Ю. Хачай[2]

[1] Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2] Уральский Федеральный Университет, ИЕН и М, Екатеринбург

Геологическая среда является открытой системой, на которую действуют внешние и внутренние факторы. Они приводят ее к неустойчивому состоянию, которое, как правило, проявляется локально в виде зон, называемых динамически активными элементами, являющиеся индикаторами потенциальных катастрофических источников. Эти объекты отличаются от вмещающей геологической среды структурными формами, которые часто являются формами иерархического типа. Процесс их активизации можно наблюдать с помощью мониторинга волновых полей, для математического обеспечения которого разработаны новые алгоритмы моделирования с использованием метода интегральных и интегро-дифференциальных уравнений.

Введение

Определение состояния и динамики массива – задача более сложная, чем картирование его структуры. Отдельные части массива могут находиться в различном напряженном состоянии, а соответствующие деформации могут быть как упруги-

ми, так и пластическими. Среда может быть многофазной. Резкое изменение состояния блоков может привести к потере устойчивости массива и горному удару. Важную роль для исследования состояния динамических геологических систем играет сочетание активного и пассивного геофизического мониторинга, который можно осуществить с использованием электромагнитных и сейсмических полей. Изменение состояния системы на исследуемых пространственных базах и временах проявляется в параметрах, связанных со структурными особенностями среды второго и более высокого ранга. Таким образом, изучение динамики состояния, его структуры и явления самоорганизации массива следует вести геофизическими методами, настроенными на многоранговую иерархическую нестационарную модель среды. Полученные результаты анализа детального сейсмологического каталога с точки зрения математических основ синергетики и открытых динамических систем, обладающих свойствами нелинейности и диссипативности приводят нас к необходимости постановки новой задачи математического моделирования, отличной от имевшей место ранее постановки [Хачай, Хачай, 2011; 2013]. Процессы разработки нефтегазовых месторождений связаны с движением многофазных многокомпонентных сред, которые характеризуются неравновесными и нелинейными реологическими свойствами. Реальное поведение пластовых систем определяется сложностью реологии движущихся жидкостей и морфологическим строением пористой среды, а также многообразием процессов взаимодействия между жидкостью и пористой средой [Хасанов, Булгакова, 2003]. Учет этих факторов необходим для содержательного описания процессов фильтрации за счет нелинейности, неравновесности и неоднородности, присущих реальным системам. Это позволяет предложить новые методы контроля и управления сложными природными системами, которые настроены на учет этих явлений. Таким образом, пластовая система, из которой необходимо извлечь нефть, представляет собой также сложную динамическую иерархическую систему.

Крупным результатом исследований прошлого столетия явилось заключение о фундаментальной роли блочно-иерархического строения горных пород и массивов для объяснения существования широкой гаммы нелинейных геомеханических эффектов и возникновения сложных самоорганизующихся геосистем при анализе формирования крупных и суперкрупных месторождений. Иерархическая структура характерна для многих систем, особенно для литосферы Земли, где было выделено по геофизическим исследованиям более 30 иерархических уровней от тектонических плит протяженностью в тысячи километров до отдельных минеральных зерен миллиметрового размера. Таким образом, земная кора представляет собой сплошную среду, включающую в себя дискретную систему блоков и, как любой синергетический дискретный ансамбль, обладает свойствами иерархичности и самоподобия. Это необходимо учитывать при создании новых комплексных систем геофизического изучения литосферы Земли. Нами построены итерационные алгоритмы 2-*D* моделирования для дифракции звука и линейно поляризованной поперечной упругой волны на включении с иерархической упругой структурой, расположенной в *J*-ом слое *N*-слойной упругой среды.

В настоящей работе рассмотрен случай, когда плотность включения каждого ранга отличается от плотности вмещающей среды, а упругие параметры совпадают с упругими параметрами вмещающего слоя, а также, когда плотность включения каждого ранга совпадает с плотностью вмещающей среды, а упругие параметры включения каждого ранга отличаются от упругих параметров вмещающего слоя. Мы использовали метод интегральных и интегро-дифференциальных урав-

нений для пространственно-частотного представления распределения волновых полей.

Алгоритм, разработанный в работе [Купрадзе, 1950], опирается на закон Гука [Кольский, 1955]. Уравнения движения получаются приравниванием упругим силам произведений масс на ускорения, причем действие других сил не предполагается. Это предположение вполне оправдано при малых деформациях и довольно часто хорошо согласуется с экспериментальными данными. Однако, если в среде возникают колебания, то часть упругой энергии переходит в тепло вследствие внутреннего трения. В настоящее время происходит развитие теории внутреннего трения в твердых телах [Кольский, 1955]. Настоящая работа посвящена созданию алгоритма распространения сейсмического поля в акустическом приближении в слоисто-блоковой упругой среде с иерархическим пластическим включением (случай учета внутреннего трения в вязкоупругом включении), с аномально плотностным, аномально напряженным и флюидонасыщенным иерархическим включением.

В работе [Кольский, 1955] при рассмотрении уравнения движения:

$$P = M\ddot{\xi} + \eta\dot{\xi} + E\xi \tag{1}$$

для колеблющегося тела было сделано предположение, что упругая восстанавливающая сила E пропорциональна перемещению ξ, а диссипативная сила пропорциональна скорости $\dot{\xi}$, при этом E в (1) зависит от упругих постоянных, а η зависит от диссипативных сил, природа которых в [Кольский, 1955] не обсуждается. Рассмотрим модель Фохта [Кольский, 1955] для упруго-вязкой среды, которая в отличие от модели Гука вводит в соотношения для упругих постоянных Ламэ следующие выражения:

$$\lambda + \lambda'\omega_1;\ \ \mu + \mu'\omega_2. \tag{2}$$

Моделирование дифракции звука на двумерной пластической неоднородности иерархического типа, расположенной в *N*-слойной упругой среде

В работе [Хачай и др., 2015] описан алгоритм моделирования дифракции звука на двумерном упругом однородном включении, расположенном в J-ом слое N-слойной среды.

$$\begin{aligned}
&\frac{(k_{1ji}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi}\iint\limits_{Sc}\varphi(M)G_{Sp,j}(M,M^0)d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}}\varphi^0(M^0) - \\
&-\frac{(\sigma_{ja}-\sigma_{ji})}{\sigma_{ji}2\pi}\oint\limits_C G_{Sp,j}\frac{\partial\varphi}{\partial n}dc = \varphi(M^0),\ M^0 \in S_C \\
&\frac{\sigma_{ji}(k_{1ji}^2 - k_{1j}^2)}{\sigma(M^0)2\pi}\iint\limits_{Sc}\varphi(M)G_{Sp,j}(M,M^0)d\tau_M + \varphi^0(M^0) - \\
&-\frac{(\sigma_{ja}-\sigma_{ji})}{\sigma(M^0)2\pi}\oint\limits_C G_{Sp,j}\frac{\partial\varphi}{\partial n}dc = \varphi(M^0),\ M^0 \notin S_C
\end{aligned}, \tag{3}$$

где $G_{Sp,j}(M, M^0)$ – функция источника сейсмического поля, краевая задача для которой сформулирована в работе [Хачай и др., 2015], $k^2_{1ji} = \omega^2(\sigma_{ji}/\lambda_{ji})$ – волновое число для продольной волны, в приведенном выражении индекс *ji* обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности, *ja* – вне неоднородности, λ – постоянная Ламэ, σ – плотность среды, ω – круговая частота, $\vec{u} = \text{grad}\,\varphi$ – вектор смещений, φ^0– потенциал нормального сейсмического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности: $\varphi^0_{ji} = \varphi^0_{ja}$. Воспользуемся соотношением (2), тогда $k^2_{1ji} = \omega^2(\sigma_{ji}/(\lambda_{ji} + \lambda'_{ji}\,\omega_{1ji}))$, где $\omega \neq \omega_{1ji}$ и $\lambda_{ji} \neq \lambda'_{ji}$, что определяется влиянием внутреннего трения во включении по модели Фохта. Если включение имеет иерархическую структуру *l*-го ранга, то согласно [Хачай и др., 2015] и (2) система (3) переписывается в виде:

$$
\begin{aligned}
&\frac{(k^2_{1jil} - k^2_{1j})}{2\pi}\iint\limits_{Scl}\varphi_l(M)G_{Sp,j}(M,M^0)d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{jil}}\varphi^0_{l-1}(M^0) - \\
&-\frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma_{jil}2\pi}\oint\limits_{Cl}G_{Sp,j}\frac{\partial\varphi_l}{\partial n}dc = \varphi_l(M^0),\ M^0 \in S_{Cl} \\
&\frac{\sigma_{jil}(k^2_{1jil} - k^2_{1j})}{\sigma(M^0)2\pi}\iint\limits_{Scl}\varphi_l(M)G_{Sp,j}(M,M^0)d\tau_M + \varphi^0_{l-1}(M^0) - \\
&-\frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma(M^0)2\pi}\oint\limits_{Cl}G_{Sp,j}\frac{\partial\varphi_l}{\partial n}dc = \varphi_l(M^0),\ M^0 \notin S_{Cl}
\end{aligned}
\quad , \qquad (4)
$$

где $G_{Sp,j}(M, M^0)$ – функция источника сейсмического поля, она совпадает с функцией выражения (3), $k^2_{1jil} = \omega^2(\sigma_{jil}/(\lambda_{jil} + \lambda'_{jil}\,\omega_{1jil}))$ – волновое число для продольной волны, в приведенном выражении индекс *ji* обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности, *ja* – вне неоднородности, $l = 1\ldots L$ – номер иерархического уровня, $u_l = \text{grad}\,\varphi_l$, φ^0_l – потенциал нормального сейсмического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности предыдущего ранга, если $l = 2\ldots L$ $\varphi^0_l = \varphi_{l-1}$, если $l = 1$, $\varphi^0_l = \varphi^0$, что совпадает с соответствующим выражением из (3).

Если при переходе на следующий иерархический уровень ось двухмерности не меняется, а меняются только геометрии сечений вложенных структур, то аналогично (4) можно описать итерационный процесс моделирования сейсмического поля (случай формирования только продольной волны). Итерационный процесс относится к моделированию вектора смещений при переходе с предыдущего иерархического уровня на последующий уровень. Внутри каждого иерархического уровня интегро-дифференциальное уравнение и интегро-дифференциальное представление вычисляются с помощью алгоритмов (4). Если на некотором иерархическом уровне структура локальной неоднородности распадается на несколько неоднородностей, то двойной и контурные интегралы в выражениях (4) берутся по всем неоднородностям. В данном алгоритме рассмотрен случай, когда физические свойства неоднородностей одного и того же уровня одинаковы, различаются только границы областей. Следует отметить, что структура интегральных и интегро-дифференциальных уравнений остается такой же как и для случая упругого включения, однако вектор $u_l = \text{grad}\,\varphi_l$ теперь зависит еще от двух дополнительных параметров для каждого ранга: λ'_{jil}, ω_{1jil}, которые могут привести систему к резонансному состоянию.

Моделирование дифракции упругой поперечной волны на двумерной пластической неоднородности иерархического типа в *N*-слойной среде

Аналогично (4) выписывается такой же процесс для моделирования распространения упругой поперечной волны в *N*-слойной среде с двумерной иерархической структурой произвольной морфологии сечения с использованием интегральных соотношений, выписанных в работе [Хачай и др., 2015] и (2), где $\mu_{jil} = \mu^{e}_{jil} + \mu'_{jil}\omega_{2jil}$.

$$\begin{gathered}
\frac{(k^2_{2jil} - k^2_{2j})}{2\pi} \iint\limits_{SCl_l} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{jil}} u^0_{x(l-1)}(M^0) + \\
+ \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu_{jil} 2\pi} \oint\limits_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0), M^0 \in S_{Cl} \\
\frac{\mu_{jil}(k^2_{2jil} - k^2_{2j})}{\mu(M^0) 2\pi} \iint\limits_{SCl_l} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u^0_{x(l-1)}(M^0) + \\
+ \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu(M^0) 2\pi} \oint\limits_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0), M^0 \in S_{Cl}
\end{gathered} , \qquad (5)$$

где $G_{Ss,j}(M, M^0)$ – функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, она совпадает с функцией Грина, выписанной в работе [Хачай и др., 2015] для соответствующей задачи, $k^2_{2jil} = \omega^2(\sigma_{jil}/\mu_{jil})$ – волновое число для поперечной волны, μ – постоянная Ламэ, u_{xl} – составляющая вектора смещений, $l = 1 \ldots L$ – номер иерархического уровня, u^0_{xl} – составляющая вектора смещений сейсмического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности предыдущего ранга, если $l = 2 \ldots L$ $u^0_{xl} = u_{x(l-1)}$, если $l = 1$, $u^0_{xl} = u^0_x$, что совпадает с соответствующим выражением для нормального поля в работе [Хачай и др., 2015].

Таким образом, итерационные процессы (4) и (5) позволяют определить при заданных модулях упругости во вмещающей иерархическую неоднородность слоистой среде и дополнительных параметрах вязкости, зависящих от частоты внутренних колебаний среды включения пространственное распределение составляющих акустического поля на каждом иерархическом уровне. Затем по известным формулам работы [Лурье, 1956] для каждого иерархического уровня вычислить распределение составляющих тензора деформации и тензора напряжений по распределению составляющих вектора смещений, который зависит теперь не только от возбуждающей частоты, но и от частоты, определяемой внутренним трением, причем на каждом иерархическом уровне она может быть своя. Взаимодействуя с возбуждающей частотой, могут происходить криповые состояния среды, либо резонансного возбуждения. Эта информация играет важную роль при оценке состояния среды в зависимости от структуры ее иерархичности и степени ее изменчивости.

Моделирование дифракции звука на двумерной аномально плотностной неоднородности иерархического типа, расположенной в *N*-слойной упругой среде

Будем считать, что упругие параметры иерархического включения для всех рангов *l* и вмещающего слоя одинаковы, а плотность иерархического включения для

всех рангов отличается от плотности вмещающей среды, тогда система уравнений [Хачай, Хачай, 2013] перепишется в виде:

$$\begin{aligned}
&\frac{(k_{1ji}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi} \iint\limits_{Scl} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{ji}} \varphi_{l-1}^0(M^0) - \\
&- \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma_{jil} 2\pi} \oint\limits_{Cl} G_{Sp,j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi(M^0),\ M^0 \in S_{Cl} \\
&\frac{\sigma_{jil}(k_{1jil}^2 - k_{1j}^2)}{\sigma(M^0) 2\pi} \iint\limits_{Scl} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi_{l-1}^0(M^0) - \\
&- \frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma(M^0) 2\pi} \oint\limits_{Cl} G_{Sp,j} \frac{\partial \varphi_l}{\partial n} dc = \varphi_l(M^0),\ M^0 \notin S_{Cl}
\end{aligned}, \qquad (6)$$

$G_{Sp,j}(M, M^0)$ – функция источника акустического поля, она совпадает с функцией (3), $k_{1jil}^2 = \omega^2(\sigma_{jil}/\lambda_{jil})$; $\lambda_{jil} = \lambda_{ja}$ – волновое число для продольной волны, в приведенном выражении индекс *ji* обозначает принадлежность свойств среды внутри неоднородности, *ja* – вне неоднородности, $l = 1 \ldots L$ – номер иерархического уровня, φ_l^0 – потенциал нормального акустического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности предыдущего ранга, если $l = 2 \ldots L$ $\varphi_l^0 = \varphi_{l-1}$, если $l = 1$, $\varphi_l^0 = \varphi^0$, что совпадает с соответствующим выражением (3).

Если при переходе на следующий иерархический уровень ось двухмерности не меняется, а меняются только геометрии сечений вложенных структур, можно описать итерационный процесс моделирования акустического поля (случай формирования только продольной волны). Итерационный процесс относится к моделированию вектора смещений при переходе с предыдущего иерархического уровня на последующий уровень.

Внутри каждого иерархического уровня интегро-дифференциальное уравнение и интегро-дифференциальное представление вычисляются с помощью алгоритмов (6). Если на некотором иерархическом уровне структура локальной неоднородности распадается на несколько неоднородностей, то двойной и контурные интегралы в выражениях (6) берутся по всем неоднородностям. В данном алгоритме рассмотрен случай, когда физические свойства неоднородностей одного и того же уровня одинаковы, различаются только границы областей.

Моделирование дифракции упругой поперечной волны на аномально плотностной неоднородности иерархического типа, расположенной в *N*-слойной упругой среде

Аналогично (6) выписывается такой же процесс для моделирования распространения упругой поперечной волны в *N*-слойной среде с двумерной иерархической структурой произвольной морфологии сечения с использованием интегральных соотношений, выписанных в работе [Хачай, Хачай, 2013].

$$\begin{aligned}
&\frac{(k_{2jil}^2 - k_{2j}^2)}{2\pi} \iint\limits_{SCl_l} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u_{x(l-1)}^0(M^0) = u_{xl}(M^0), M^0 \in S_{Cl} \\
&\frac{\mu_{jil}(k_{2jil}^2 - k_{2j}^2)}{\mu(M^0) 2\pi} \iint\limits_{SCl_l} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + u_{x(l-1)}^0(M^0) = u_{xl}(M^0), M^0 \notin S_{Cl}
\end{aligned}, \qquad (7)$$

где $G_{Ss,j}(M, M^0)$ – функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, она совпадает с функцией Грина, выписанной в работе [Хачай, Хачай, 2013] для соответствующей задачи, $k^2_{2jil} = \omega^2(\sigma_{jil}/\mu_{jil})\ \mu_{jil} = \mu_{ja}$ – волновое число для поперечной волны, μ – постоянная Ламэ, u_{xl} – составляющая вектора смещений, $l = 1\ldots L$ – номер иерархического уровня, u^0_{xl} – составляющая вектора смещений сейсмического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности предыдущего ранга, если $l = 2\ldots L\ u^0_{xl} = u_{x(l-1)}$, если $l = 1$, $u^0_{xl} = u^0_x$, что совпадает с соответствующим выражением для нормального поля в работе [Хачай, Хачай, 2013]. Следует отметить что структура уравнений (6) совпадает с общим случаем, когда иерархическая неоднородность имеет не только плотностные параметры, отличные от параметров вмещающей среды, но и упругие параметры на всех рангах отличаются от упругих параметров вмещающего слоя. Отличие этой задачи заключается только в значениях волнового числа. Таким образом, более чувствительным к области плотностных неоднородностей в массиве является отклик среды, связанный с поперечной волной. Это следует учитывать при картировании сложно организованной геологической среды.

Моделирование дифракции звука на двумерной аномально напряженной неоднородности иерархического типа, расположенной в *N*-слойной упругой среде

Будем считать, что плотность иерархического включения для всех рангов l и вмещающего слоя одинаковы, а упругие параметры иерархического включения для всех рангов отличаются от упругих параметров вмещающей среды, тогда система уравнений [Хачай, Хачай, 2013] перепишется в виде:

$$\begin{cases} \dfrac{(k^2_{1jil} - k^2_{1j})}{2\pi} \iint\limits_{Scl} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi^0_{l-1}(M^0) = \varphi_l(M^0),\ M^0 \in S_{Cl} \\ \dfrac{\sigma_{jil}(k^2_{1jil} - k^2_{1j})}{\sigma(M^0)2\pi} \iint\limits_{Scl} \varphi_l(M) G_{Sp,j}(M, M^0) d\tau_M + \varphi^0_{l-1}(M^0) = \varphi_l(M^0),\ M^0 \notin S_{Cl} \end{cases}. \quad (8)$$

Обозначения те же, что и для системы уравнений (6).

Моделирование дифракции упругой поперечной волны на аномально напряженной неоднородности иерархического типа, расположенной в *N*-слойной упругой среде

Аналогично (4) выписывается такой же процесс для моделирования распространения упругой поперечной волны в *N*-слойной среде с двумерной иерархической структурой произвольной морфологии сечения с использованием интегральных соотношений, выписанных в работе [Хачай, Хачай, 2013].

$$\frac{(k^2_{2jil} - k^2_{2j})}{2\pi} \iint\limits_{SCl_l} u_{xl}(M) G_{Ss,j}(M, M^0) d\tau_M + \frac{\mu_{ja}}{\mu_{jil}} u^0_{x(l-1)}(M^0) + \\ + \frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu_{jil} 2\pi} \oint\limits_{Cl} u_{xl}(M) \frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n} dc = u_{xl}(M^0), M^0 \in S_{Cl}, \quad (9a)$$

$$\frac{\mu_{jil}(k_{2jil}^2 - k_{2j}^2)}{\mu(M^0)2\pi}\iint\limits_{SCl_l} u_{xl}(M)G_{Ss,j}(M,M^0)d\tau_M + u^0_{x(l-1)}(M^0) +$$
$$+\frac{(\mu_{ja} - \mu_{jil})}{\mu(M^0)2\pi}\oint\limits_{Cl} u_{xl}(M)\frac{\partial G_{Ss,j}}{\partial n}dc = u_{xl}(M^0), M^0 \in S_{Cl} \qquad (9б)$$

где $G_{Ss,j}(M, M^0)$ – функция источника сейсмического поля рассматриваемой задачи, она совпадает с функцией Грина, выписанной в работе [Хачай, Хачай, 2013] для соответствующей задачи, $k^2_{2jil} = \omega^2(\sigma_{jil}/\mu_{jil})$ $\mu_{jil} \neq \mu_{ja}$ – волновое число для поперечной волны, $\sigma_{jil} = \sigma_{ja}$, μ – постоянная Ламэ, u_{xl} – составляющая вектора смещений, $l = 1\ldots L$ – номер иерархического уровня, u^0_{xl} – составляющая вектора смещений сейсмического поля в слоистой среде в отсутствие неоднородности предыдущего ранга, если $l = 2\ldots L$ $u^0_{xl} = u_{x(l-1)}$, если $l = 1$, $u^0_{xl} = u^0_x$, что совпадает с соответствующим выражением для нормального поля в работе [Хачай, Хачай, 2013]. Следует отметить, что структура уравнений (9) совпадает с общим случаем, когда иерархическая неоднородность имеет не только упругие параметры, отличные от параметров вмещающей среды, но и плотностные параметры на всех рангах отличаются от плотностных параметров вмещающего слоя. Отличие этой задачи заключается только в значениях волнового числа. Таким образом, более чувствительным к области упругих неоднородностей в массиве является отклик среды, связанный с поперечной волной. Это следует учитывать при картировании сложно организованной геологической среды.

Алгоритм моделирования распространения продольной волны в среде флюидонасыщенными иерархическими включениями

Идею, изложенную в работе [Хачай, Хачай, 2013] для решения прямой задачи для двумерного случая распространения продольной волны через локальную упругую неоднородность с иерархической структурой, расположенной в J-ом слое N-слойной среды, распространим на случай, когда на L-ом иерархическом уровне окажется пористое влагонасыщенное включение. Если при переходе на следующий иерархический уровень ось двухмерности не меняется, а меняются только геометрии сечений вложенных структур, то аналогично [Хачай, Хачай, 2013] можно выписать итерационный процесс моделирования сейсмического поля (случай формирования только продольной волны). Если $l = L$, то внутри неоднородности этого иерархического уровня оказывается пористая флюидонасыщенная неоднородность. В этом случае система (4) с учетом [Френкель, 1944] переписывается в виде:

$$\frac{(k_{1jil}^2 - k_{1j}^2)}{2\pi}\iint\limits_{Scl}\varphi_l(M)G_{Sp,j}(M,M^0)d\tau_M + \frac{\sigma_{ja}}{\sigma_{jil}}\varphi^0_{l-1}(M^0) -$$
$$-\frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma_{jil}2\pi}\oint\limits_{Cl} G_{Sp,j}\frac{\partial\varphi_l}{\partial n}dc = (\varphi_l(M^0) + \alpha p_2),\ M^0 \in S_{Cl},$$
$$\frac{\sigma_{jil}(k_{1jil}^2 - k_{1j}^2)}{\sigma(M^0)2\pi}\iint\limits_{Scl}\varphi_l(M)G_{Sp,j}(M,M^0)d\tau_M + \varphi^0_{l-1}(M^0) - \qquad (10)$$
$$-\frac{(\sigma_{ja} - \sigma_{jil})}{\sigma(M^0)2\pi}\oint\limits_{Cl} G_{Sp,j}\frac{\partial\varphi_l}{\partial n}dc = \varphi_l(M^0),\ M^0 \notin S_{Cl}$$

где $\alpha = 1 - \chi - K/K_0$, $K = \lambda$ – модуль всестороннего сжатия, χ – пористость, K_0 – истинный модуль сжимаемости фазы, поровое гидростатическое давление p_2. Если $l = L + 1$ и на следующем уровне неоднородность снова упругая, то для дальнейшего продолжения итерационного процесса мы снова можем использовать выражения (4).

Заключение

Построены алгоритмы моделирования в сейсмическом случае в акустическом приближении для 2-*D* пластической иерархической неоднородности. При построении комплексной сейсмогравитационной модели без учета аномального влияния напряженно деформированного состояния внутри включения анализ аномального акустического эффекта с использованием данных о распространении продольной волны, показывает, что он является более чувствительным еще и к форме включения, по сравнению с акустическим эффектом о распространении поперечной волны. Из этих выражений следует, что влиянием во вмещающей среде упругих параметров в сейсмической модели пренебрегать нельзя, так как они влияют на значения искомых аномальных плотностей. Если эти значения использовать при построении плотностной гравитационной модели, то эти значения плотности не будут отражать вещественный состав анализируемой среды. При построении аномально напряженной геомеханической модели без учета аномального влияния плотностных неоднородностей внутри включения анализ акустического эффекта с использованием данных о распространении поперечной волны, показывает, что он является более чувствительным еще и к форме включения, по сравнению с акустическим эффектом о распространении продольной волны. Из этих выражений следует, что влиянием во вмещающей среде плотностных параметров в сейсмической модели пренебрегать нельзя, так как они влияют на значения искомых аномальных упругих параметров, вызывающих аномальное напряженное состояние. Если эти значения использовать при построении геомеханической модели, то эти значения упругих параметров не будут отражать реальное напряженное состояние анализируемой среды. Предложенный алгоритм моделирования гетерогенной сложно построенной двухфазной среды может быть использован при управлении добычей вязкой нефти в шахтных условиях и легкой нефти в субгоризонтальных скважинах.

Литература

Кольский Г. Волны напряжения в твердых телах. М. : Изд-во иностр. лит. 1955. – 194 с.

Купрадзе В.Д. Граничные задачи теории колебаний и интегральные уравнения. М.; Л. : ГИТТЛ. 1950. – 280 с.

Лурье А. И. Пространственные задачи теории упругости. М. : Гос. изд-во технико-теоретической литературы. 1956. – 435 с.

Френкель Я.И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве // Известия АН СССР, серия географическая и геофизическая. 1944. Т. 8. № 4. С. 133–150.

Хасанов М.М., Булгакова Г.Т. Нелинейные и неравновесные эффекты в реологически сложных средах. М.: Ижевск. Институт компьютерных исследований. 2003. – 288 с.

Хачай О.А., *Хачай А.Ю.* Моделирование электромагнитного и сейсмического поля в иерархически неоднородных средах // Вестник ЮУРГУ. Серия «Вычислительная математика и информатика». 2013. Т. 2. № 2. С. 49−56.

Хачай О.А., *Хачай О.Ю.*, *Хачай А.Ю.* Новые методы геоинформатики мониторинга волновых полей в иерархических средах // Геоінформатика. 2015. № 3. С. 45–51.

УДК 550.83+550.34

ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННЫХ РАЗРУШЕНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

П.А. Казначеев[1], З.-Ю.Я. Майбук[1], А.В. Пономарев[1], В.Б. Смирнов[1,2], Н.Б. Бондаренко[1,2]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

В ходе нагрева и охлаждения образцов горных пород различного состава и структуры регистрировались импульсы термостимулированной акустической эмиссии (ТАЭ). Были прослежены известные особенности, связанные с развитием микроразрушений: термический аналог эффекта Кайзера, увеличение интенсивности ТАЭ около температуры фазовых переходов и при охлаждении. Обнаружено два не описанных ранее явления – длительная АЭ после остывания образца и модуляция интенсивности ТАЭ изменением скорости нагрева; рассмотрены возможные механизмы инициирования. Проведено сравнение пород по силе проявления особенностей.

Введение

Одной из важных задач при исследовании физики разрушения горных пород является отслеживание развития разрушений, которые инициируются внешним воздействием и обусловлены возникновением механических напряжений. Один из основных инструментов отслеживания развития разрушений – регистрация акустической эмиссии (АЭ). Акустико-эмиссионные методы (АЭ-методы) – это методы неразрушающего контроля, которые позволяют диагностировать состояние материала в широком диапазоне – как при нагрузках, много меньших критической, так и вблизи критического предела. АЭ-методы используются для диагностики состояния горных пород как в естественном залегании, так и в лабораторных условиях. При лабораторных испытаниях в основном производится механическое нагружение образцов материалов. В последнее время разрабатываются методы, основанные на исследовании разрушений в материалах при термическом (тепловом) воздействии: нагреве и охлаждении. Возникающая при этом АЭ называется термости-

мулированной акустической эмиссией (ТАЭ). Основная идея исследования ТАЭ аналогична исследованию АЭ при механическом нагружении. Однако создать термическое воздействие в некоторых случаях проще, чем механическое. Это обуславливает интерес к созданию методов контроля, основанных на исследовании ТАЭ. Применительно к изучению горных пород исследование ТАЭ имеет также и фундаментальное значение. При своем формировании и в условиях естественного залегания горные породы подвергаются как сильным механическим (давление), так и термическим (температура) воздействиям. Для каждого из воздействий в широком диапазоне варьируется величина (от пренебрежимо малой до критической) и длительность (от секунд до целых геологических эпох). Например, интрузивные породы формируются в результате долгого остывания при большом давлении, а эффузивные – при быстром остывании при малом давлении. Поэтому понимание процессов разрушения в горных породах при термическом воздействии, наряду с механическим, важно для таких наук о Земле (в отдельных аспектах), как физика землетрясений (температурное поле в очаге), вулканология (движение горячей магмы по каналам), тектонофизика (реконструкция напряжений) и изучение метаморфизма (фазовые переходы).

Отличительной особенностью развития разрушений в горных породах при механическом воздействии является эффект Кайзера. Этот эффект памяти проявляется при многократных нагружениях образца с увеличением максимального уровня давления от одного нагружения к другому. При этом интенсивность АЭ в текущем нагружении существенно меньше при давлении, меньшем максимального давления предыдущего нагружения, и резко возрастает при превышении этого максимального давления. Аналогичный эффект памяти наблюдается при термическом воздействии (нагреве): при температуре образца, меньшем максимальной температуры предыдущего нагрева, интенсивность ТАЭ меньше интенсивности ТАЭ предыдущего нагрева. При превышении максимальной температуры предыдущего нагрева интенсивность ТАЭ резко возрастает. Сила проявления эффекта зависит от состава и структуры пород. Эффект дает возможность оценки напряжений, испытанных объемами горных пород в естественном залегании [Шкуратник и др., 2015].

При нагреве и охлаждении пород происходят фазовые переходы составляющих минералов, которые изменяют объем составляющих частей породы, что порождает механические напряжения. В силу широкого присутствия кварца в горных породах, лучше всего наблюдается размытый (растянутый) полиморфный $\alpha \leftrightarrow \beta$ переход кварца, о чем свидетельствуют и наблюдаемая продолжительная ТАЭ, и данные структурно-аналитических методов [Соболев и др., 2004].

Другой особенностью развития термически инициированных разрушений является влияние скорости нагрева на их интенсивность. Известно [Young et al., 1980; Васин и др., 2006], что интенсивность ТАЭ зависит от скорости равномерного нагрева при одинаковой текущей температуре.

Еще одна особенность связана с тем, что интенсивность разрушений больше при охлаждении, чем при нагреве [Browning et al., 2016]. Для объяснения этого авторы [Browning et al., 2016] связывают АЭ при нагреве с режимом всестороннего сжатия и незначительным ростом существующих межзерновых микротрещин, а АЭ при охлаждении – с режимом всестороннего растяжения, соответствующим появлению значимого количества новых межзерновых микротрещин и некоторого числа внутризерновых микротрещин. В силу большей прочности пород на сжатие, чем на растяжение, интенсивность развития микротрещин выше при растяжении, то есть охлаждении образца.

Задача нашего исследования состояла в выявлении известных особенностей, связанных с ТАЭ, в сравнении различных горных пород по силе их проявления, и в подробном изучении стадийности процесса развития термически инициированных разрушений с определением других факторов, влияющих на интенсификацию разрушений и ТАЭ. Особое внимание планировалось обратить на поведение ТАЭ на этапе охлаждения и на влияние градиента температуры.

Методика экспериментов

Исследования проводились на экспериментальной установке, показанной на рис. 1. Основным элементом установки является устройство нагрева (печь), в зону нагрева которой помещался образец. К верхнему торцу образца приставлялся акустический волновод, обеспечивающий прохождение сигналов ТАЭ от образца к пьезоэлектрическому датчику АЭ Panametric-NDT V103 с резонансной частотой 1 МГц, закрепленному на верхнем торце волновода. Для уменьшения времени прохождения, числа переотражений и затухания упругих волн была выбрана как можно меньшая длина волновода. При такой небольшой длине волновода для возможности проведения экспериментов с нагревом образца выше 200 °С на верхнем торце волновода установлен алюминиевый радиатор, принудительно охлаждаемый вентилятором. Все элементы устройства нагрева имеют осевую симметрию, ось образца совпадает с осью устройства нагрева. Вся конструкция образец-волновод-радиатор центрована снаружи устройства нагрева и пригружена.

При высоких температурах начинается ухудшение контакта между образцом и акустическим волноводом, происходит деградация поверхности, в силу расширения образца и элементов устройства нагрева изменяется площадь и степень контакта. Для решения проблемы стабильности контакта волновода с образцом нами было предложено использовать расплавленный индий (In) в качестве прослойки между образцом и волноводом, чтобы обеспечить равномерное прохождение упругих волн через контакт образец-волновод. Перед экспериментом на обезжиренную поверхность торца образца горной породы помещали тонкий индиевый диск, ставили на него волновод с грузом и включали нагрев. При 156 °С происходило плав-

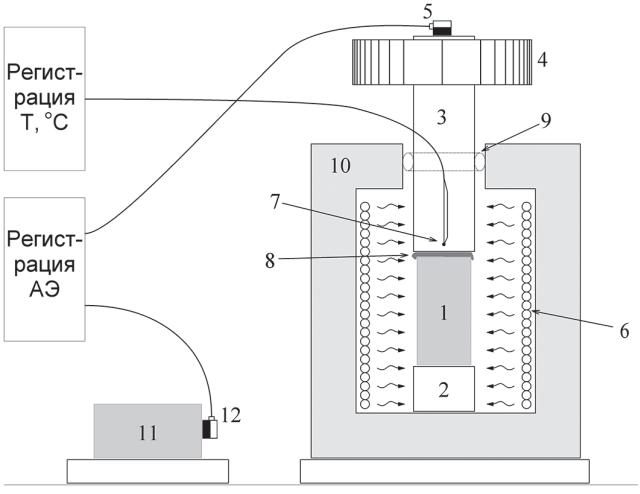


Рис. 1. Схема экспериментальной установки по исследованию ТАЭ:

1 – исследуемый образец, 2 – подставка под образец, 3 – акустический волновод, 4 – радиатор охлаждения, 5 – пьезоэлектрический датчик ТАЭ, 6 – нагревательный элемент, 7 – измерительная термопара, 8 – прослойка из индия, 9 – теплоизоляция, 10 – корпус печи, 11 – контрольный образец, 12 – датчик АЭ контрольного образца; волнистыми стрелками условно показано тепловое излучение от нагревательного элемента

ление индия, который заполнял промежуток между образцом и волноводом. После выемки остывшего образца и волновода из печи они всегда были хорошо спаяны друг с другом индием.

Отметим, что в большинстве работ по исследованию ТАЭ потоки тепла (и пространственные градиенты температуры) на этапах нагрева и охлаждения направлены в противоположные стороны. В нашем устройстве нагрева градиент температуры и тепловой поток направлены вверх и на этапе нагрева, и на этапе охлаждения, за счет того, что основным путем для отвода тепла из зоны нагрева является волновод.

Для защиты от внешних акустических помех вся конструкция УН установлена на пенополиуретановой подушке. Для защиты от внешних электромагнитных помех стальной корпус УН заземлен. Сигналы с датчиков АЭ регистрировались программно-аппаратным комплексом ALine 32D, определялись параметры акустических импульсов и записывались их временные формы. Отдельно регистрировался сигнал с термопары для определения температуры. Нагрев образцов вплоть до 750 °С проводился в ручном режиме управления за счет регулирования напряжения на нагревательном элементе от 0 до 50 В. Скорость нагрева отслеживалась и контролировалась на уровне 1–3 °С в минуту. Охлаждение образца осуществлялось либо полным выключением напряжения на нагревательном элементе, то есть соответствовало простому свободному остыванию УН, либо постепенным уменьшением напряжения на нагревательном элементе. ТАЭ для каждого образца исследовалась в единой серии экспериментов с нагревом до нескольких последовательно увеличиваемых температур.

Таблица 1

Исследованные горные породы и искусственные материалы

Материал	Тип генезиса	Характеристика (для различных образцов одной породы)	Плотность, г/см^3
гранит	магматический интрузивный	серый мелкозернистый (Вестерли)	2,65
		серый среднезернистый	2,65
		красный крупнозернистый	2,55
		индийские однородные и индийские слоистые	2,7–2,9
песчаник	осадочный	крупнозернистый	1,9
		мелкозернистый	2
мрамор	метаморфический	–	2,45
кварцит	метаморфический	–	2,7
пирофиллит	гидротермальный	–	2,3
доломит	гидротермальный	–	2,9
латунь	искусственный	–	8,5
сталь	искусственный	–	7.8
кварц искусственный	искусственный	–	2,63

Экспериментальный материал состоял из образцов горных пород и модельных образцов (табл. 1). Горные породы различались характером генезиса (магматические интрузивные, метаморфические, осадочные), минеральным составом, микро-

структурой (тип текстуры, размер элементов, в т.ч. зерен), месторождением. Модельные образцы были изготовлены из металла (сталь, латунь) или искусственного минерала (кварц).

Результаты исследования

По итогам серий нагревов каждого образца был выявлен термический аналог эффекта Кайзера (рис. 2, слева). Для количественной оценки силы проявления эффекта и сравнения разных пород использовалось отношение уровня интенсивности ТАЭ для одинаковой температуры при первичном и при повторном нагревах. Также было выявлено увеличение интенсивности ТАЭ около фазового α → β перехода кварца при приближении к температуре перехода 574 °С (рис. 2, слева). Для количественной оценки бралась максимальная интенсивность ТАЭ, наблюдаемая около 574 °С.

Отдельно были проведены исследования при охлаждении образцов, и было обнаружено увеличение интенсивности ТАЭ после начала остывания (рис. 2, справа). У кварцсодержащих пород такое увеличение, как правило, наблюдается после нагрева выше температуры фазового α → β перехода кварца. Количественным критерием эффекта усиления интенсивности ТАЭ при остывании может служить соотношение максимальных интенсивностей ТАЭ до и после достижения максимальной температуры нагрева (то есть при нагреве и при остывании). Влияние фазового перехода кварца, если оно есть, при этом учитывается автоматически.

При исследовании охлаждения образцов был выявлен новый эффект – длительная, в течение нескольких суток, акустическая эмиссия после остывания образца до комнатной температуры, условно названная «холодной» ТАЭ (рис. 3). Для количественной оценки силы проявления эффекта «холодной» ТАЭ использовалась

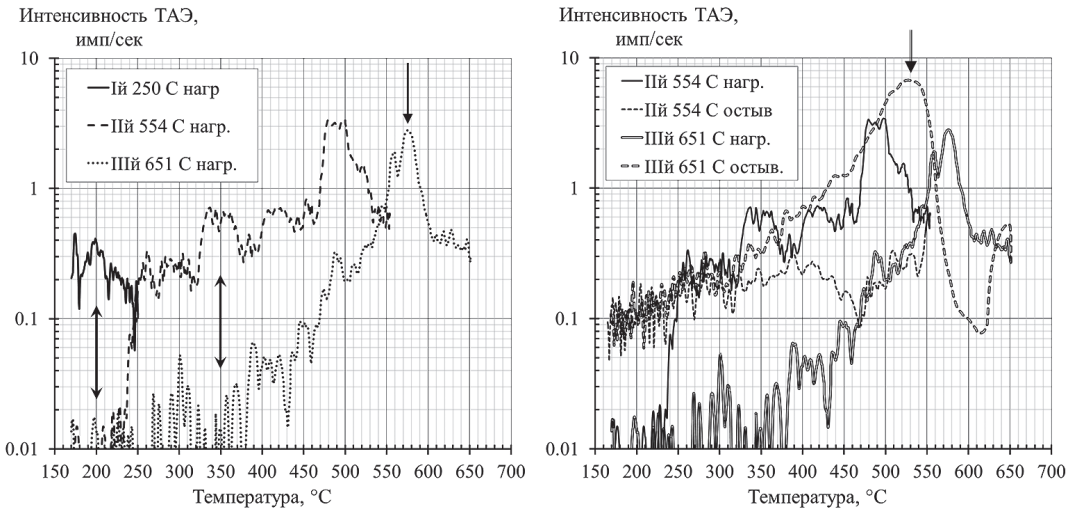


Рис. 2. Пример зависимостей интенсивности ТАЭ от температуры для разных нагревов и остываний одного и того же образца, построенных для выявления интересующих особенностей; двусторонними стрелками показано проявление термического аналога эффекта Кайзера, односторонней стрелкой слева – увеличение интенсивности ТАЭ около фазового α → β перехода кварца, справа – увеличение интенсивности ТАЭ при охлаждении

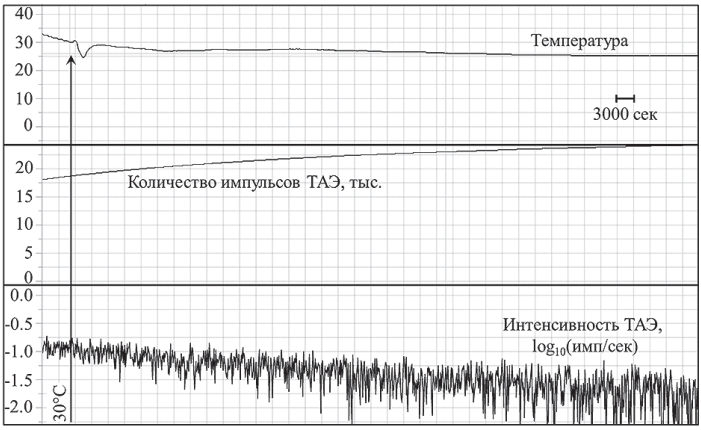


Рис. 3. «Холодная» ТАЭ; стрелкой показан переход через температуру 30 °С

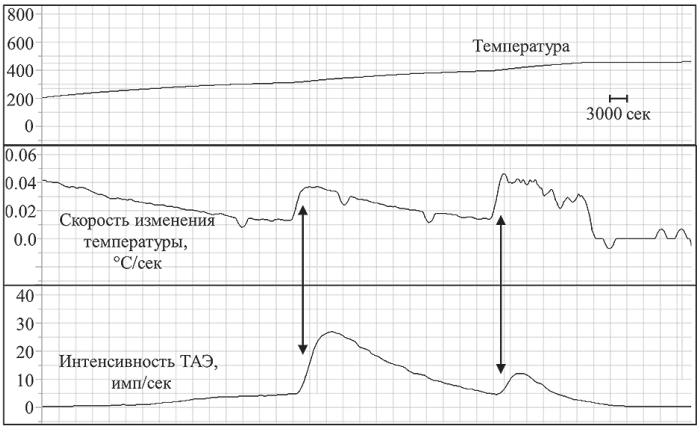


Рис. 4. Модуляция интенсивности ТАЭ скоростью изменения температуры; стрелками показаны «скачки» скорости температуры и интенсивности ТАЭ

величина интенсивности АЭ через 4 часа после остывания образца до температуры 30 °С, близкой к комнатной. Сам эффект наблюдался только у части пород.

При анализе изменения температуры была обнаружена модуляция интенсивности ТАЭ скоростью нагрева (рис. 4). Скачок скорости нагрева (скорости изменения температуры) связан со ступенчатым характером нагрева – мощность нагрева регулировалась ступенчатым изменением напряжения на нагревательном элементе. После скачка скорости нагрева на диаграмме интенсивности с некоторой задержкой также наблюдался скачок.

Для количественной оценки степени влияния скорости нагрева на интенсивность ТАЭ на основе [Шкуратник и др., 2015] была предложена модель:

$$I_{\text{АЭ}} \sim \Delta T \cdot (V_T)^{\eta} \qquad (1)$$

где $I_{\text{АЭ}}$ – интенсивность ТАЭ, ΔT – разность текущей и начальной (комнатной) температуры образца, V_T – скорость нагрева, η – степенной показатель при V_T, характе-

ризующий влияние скорости нагрева. Опуская промежуточные выкладки, скажем, что показатель η может быть оценен как:

$$\eta \approx \frac{\Delta \log_{10}(I_{АЭ})}{\Delta \log_{10}(V_T)} \qquad (2)$$

где $\Delta \log_{10}(I_{АЭ})$ – скачок логарифма интенсивности ТАЭ, а $\Delta \log_{10}(V_T)$ – скачок логарифма скорости нагрева. Это справедливо в предположении, что температура ΔT не успевает сильно измениться за время скачка. На основе анализа скачков скорости температуры и интенсивности ТАЭ при модуляции можно оценить η.

По результатам исследования была составлена сравнительная таблица силы проявления различных особенностей, связанных с ТАЭ, для разных пород (табл. 2).

Таблица 2

Сила проявления особенностей, связанных с ТАЭ, для исследованных пород

Порода \ Эффект		Термический аналог эффекта Кайзера	Эмиссия при фазовом переходе кварца	Усиление эмиссии при охлаждении	Модуляция эмиссии скоростью нагрева	«Холодная» ТАЭ
граниты	мелкозерн. Вестерли	Да	Да, слабая	Да	Да	Да
	серый среднезерн.	Да	Да, сильная	Нет	Да	Да
	красный крупнозерн.	Да, сильный	Да, сильная	Нет	Да	Да
	индийский	Да	Возможно	Да	Возможно	Да
Песчаник мелкозерн.		Да, сильный	Да, слабая	Нет (?)	Да, слабая	Нет
Кварцит		Возможно	Да, оч. сильная	Да	Нет	Нет
Мрамор		Да, оч. сильный	Возможно (?)	Да, оч. сильное	Да	Да
Пирофиллит		Да, сильный	Возможно (?)	Нет	Возможно	Нет
Доломит		Возможно	Возможно (?)	Да	Возможно	Нет
Кварц искусств.		Нет	Да, оч. сильная	Да	Нет	Нет
Сталь		Нет	Нет	Да	Нет	Нет
Латунь		–	–	Да	Нет	Нет

Обсуждение результатов

Из сравнения результатов в табл. 2 можно сделать следующие выводы. Термический аналог эффекта Кайзера присутствует почти у всех горных пород, но отсутствует у искусственных материалов (кварц, сталь). Эмиссия при фазовом переходе кварца присутствует у всех кварцсодержащих пород и показывает его размытый характер. При охлаждении усиление эмиссии наблюдается только у части материалов, в основном не имеющих выраженную зернистую структуру.

Зависимость интенсивности ТАЭ от скорости нагрева, определенная по модуляции при резком изменении скорости, наблюдается в явном виде только у части горных пород (граниты, песчаник и мрамор). Нагрев при этом не является равномерным, и одним из возможных механизмов модуляции может быть влияние на ТАЭ неравномерности и нестационарности градиента температуры в микроскопическом масштабе, сопоставимом с размерами структурных элементов – зерен. Отметим, что некоторые теоретические исследования [Molaro et al., 2015], наоборот, говорят о малом влиянии микроскопического градиента на развитие термомеханических напряжений.

Новая особенность – «холодная» ТАЭ достоверно наблюдается только у гранитов и мрамора. Возможно, она опосредованно связана с кристаллизацией индия, так как из-за неравномерности сжатия в системе «волновод – прослойка индия – образец» после кристаллизации индия могут возникать напряжения вблизи стыка, и непосредственно после кристаллизации мы наблюдаем всплеск АЭ. Но этот механизм не может быть определяющим, так как, во-первых, при повторных нагревах этот всплеск практически полностью сглаживается (исчезает), а «холодная» ТАЭ остается, а, во-вторых, такой механизм должен был бы проявляться вне зависимости от породы. Проникновение расплавленного индия в структуру породы не подтверждается физико-химическим анализом. Еще одной причиной может быть изменение условий прохождения упругих волн после кристаллизации индия – улучшение прохождения слабых сигналов, связанных с ТАЭ. Тогда «холодная» ТАЭ – это продолжение эмиссии, инициированной остыванием.

Заключение

1. Исследована ТАЭ более чем в трёх десятках образцах горных пород разного минерального состава, структуры и происхождения. Определена степень проявления особенностей, связанных с ТАЭ. Подтверждено наличие эффектов, связанных с ТАЭ и наблюдавшихся ранее другими авторами – термического аналога эффекта Кайзера, увеличение интенсивности ТАЭ при фазовых переходах кварца, увеличение интенсивности ТАЭ при остывании, зависимость интенсивности ТАЭ от типа пород, влияния скорости нагрева на интенсивность ТАЭ. Использование усовершенствованной установки, методики эксперимента и обработки данных позволило существенно (на 1–2 порядка) увеличить количество накапливаемых событий по сравнению с данными других авторов, что важно для отслеживания динамики ТАЭ.

2. Проанализировано воздействие вариаций скорости нагрева из-за ступенчатого характера изменения мощности нагрева на интенсивность ТАЭ. Увеличение интенсивности может быть инициировано нестационарностью микроскопического градиента температуры. Предложена оригинальная методика количественной оценки влияния скорости нагрева на интенсивность ТАЭ, использующая указанные вариации.

3. Обнаружен новый эффект «холодной» ТАЭ, который заключается в продолжении эмиссии после охлаждения образца до комнатной температуры, то есть после «снятия» термического воздействия. Инициирование процесса связано с охлаждением.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке совместным российско-индийским проектом РНФ-DST India: грант РНФ № 16-47-02003, грант INT/RUS/RSF/P-13 Департамента науки и технологии Правительства Индии.

Литература

Васин Р.Н., Никитин А.Н., Локаичек Т., Рудаев В. Акустическая эмиссия квазиизотропных образцов горных пород, инициированная температурными градиентами // Физика Земли. 2006. № 10. С. 26–35.

Соболев Г.А., Пономарев А.В., Никитин А.Н., Балагуров А.М., Васин Р.Н. Исследование динамики полиморфного α–β-перехода в кварците методами нейтронной дифрактометрии и акустической эмиссии // Физика Земли. 2004. №10. С. 5–15.

Шкуратник В.Л., Вознесенский А.С., Винников В.А. Термостимулированная акустическая эмиссия в геоматериалах. М. : «Горная книга». 2015.

Browning J., Meredith P., Gudmundsson A. Cooling-dominated cracking in thermally stressed volcanic rocks / Geophys. Res. Lett. Vol. 43. 2016. Iss.16. P. 8417–8425.

Molaro J.L., Byrne S., Langer S.A. Grain-scale thermoelastic stresses and spatiotemporal temperature gradients on airless bodies, implications for rock breakdown // J. Geophys. Res. Planets. Vol. 120. 2015. Iss. 2. P. 255–277.

Young C., Wang C.-Y. Thermally induced acoustic emission in Westerly granite // Geophys. Res. Lett. 1980. Vol. 7. No. 12. P. 1089–1092.

УДК 550.34

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

В.А. Новиков, В.И. Окунев, В.Н. Ключкин

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва

Представлены результаты экспериментальных исследований на пружинно-блочной модели влияния импульсов электрического тока, пропускаемых через имитатор разлома земной коры, на сейсмический цикл (медленное накопление и резкий сброс напряжений в разломе). Показано, что в опытах с пропусканием импульсов электрического тока 2,16 мА с частотой 6 Гц через зону межблочного контакта пружинно-блочной модели, заполненной кварцевым песком, максимальное усилие сдвига, при котором происходит подвижка блока, и общее количество подвижек снижаются ~ на 20%, а энергия, выделяющаяся в системе при подвижках блока, увеличивается примерно на 40% по сравнению с экспериментами без электрического воздействия.

Введение

На основе результатов статистического анализа пространственно-временных вариаций сейсмичности после подачи мощных электрических импульсов в земную кору [Тарасов и Тарасова, 2003; Авагимов и др., 1999] было сделано предположе-

ние о возможности искусственного электрического воздействия на очаговую зону землетрясения с целью снижения магнитуды приближающегося землетрясения за счет инициации большого количества слабых сейсмических событий и соответствующей частичной разрядки региональных тектонических напряжений [Зейгарник и др., 1999]. Экспериментальные исследования поведения акустической эмиссии (АЭ) образцов горных пород и модельных материалов в напряженно-деформированном состоянии под воздействием электрического воздействия [Соболев, Пономарев, 2003; Bogomolov et al., 2004; Avagimov et al., 2006] продемонстрировали рост трещинообразования в образце при пропускании через него импульсов электрического тока. Эксперименты, проведенные на пружинно-блочной модели [Novikov et al., 2017], показали возможность инициирования электрическим током, пропускаемым через межблочную контактную зону модельного разлома, не только всплеска АЭ вследствие роста трещинообразования в гранулированном заполнителе контактной зоны, но и инициирования макрособытия (срыва подвижного блока) – лабораторного «землетрясения».

Тем не менее, конечной целью работ по исследованию снижения сейсмической опасности за счет искусственного электрического воздействия на земную кору является не инициация сейсмических событий, а изменение прочностных и реологических характеристик разлома для перевода его деформирования из режима «стик-слип» (накопление и резкий сброс напряжений в виде динамического события) в режим неопасных низкочастотных землетрясений, либо, в идеальном случае, в события медленного скольжения или крипа. В этом случае актуальными являются лабораторные исследования изменения режима скольжения модельного разлома на пружинно-блочной установке при электрическом воздействии на межблочную контактную зону.

Экспериментальная установка и метод исследования

Лабораторные эксперименты по исследованию влияния электрического воздействия на сейсмогенный разлом проведены на классической пружинно-блочной установке, широко используемой в физическом моделировании процессов подготовки и инициирования сейсмического события в разломе [Кочарян, 2016]. Подробное описание установки, диагностического оборудования и экспериментальной методики физического моделирования деформирования межблочной зоны без внешних физических воздействий представлено в работе [Кочарян и Новиков, 2015], описание методики проведения экспериментов с пропусканием электрического тока через имитатор разлома представлено в работе [Novikov et al., 2017]. В отличие от предыдущих экспериментов по инициированию электрическим током срыва подвижного блока, находящегося в субкритическом напряженно-деформированном состоянии (уровень сдвиговых напряжений 0,98–0,99 от критического значения), в представленной серии экспериментов электрическая обработка имитатора разлома начиналась при уровне сдвиговых напряжений 0,95 от критического значения. Эффективным показателем перехода пружинно-блочной модели в неустойчивое состояние является интенсивность АЭ из межблочной контактной зоны. В процессе всего эксперимента сигналы АЭ непрерывно регистрировались высокочастотным датчиком ПАЭ ПЭГ 20-200. Сигнал с датчика АЭ ВЧ подавался через широкополосный усилитель в АЦП USB-3000 и далее на ПК. Поскольку использовать такой сигнал для управления подачей электрических импульсов невозмож-

но, то был разработан и изготовлен специальный блок, встроенный в усилитель, который параллельно с измерением АЭ выпрямлял сигнал и передавал его на низкочастотный РС-фильтр с постоянной времени 10 с. В результате была получена форма сигнала, уровень которого отражает динамику АЭ, характеризует устойчивость системы и может использоваться для автоматического включения электрического воздействия на межблочную контактную зону. В экспериментах без электрического воздействия был выбран уровень фильтрованного сигнала АЭ, равный 0,72 В. При этом значении уровень сдвигового напряжения в контактной зоне был на уровне 0,95–0,96 и пружинно-блочная модель не переходила самостоятельно в режим резкой подвижки блока (лабораторного «землетрясения»). При достижении интегрального сигнала АЭ, равного 0,72 В, с использованием компаратора напряжения, производилось автоматическое включение подачи электрического тока в имитатор разлома. Электрическое воздействие осуществлялось прямоугольными импульсами с частотой 6 Гц, среднее значение тока в импульсе – 2,1 мА, среднее значение энергии в импульсе – 2,96 мДж. После возникновения подвижки блока и резкого падения уровня АЭ система управления установкой автоматически выключала подачу электрического тока. Типичный вид сейсмического цикла с электрическим воздействием представлен на рис. 1. Задержка динамического срыва подвижного блока после включения подачи тока в контактную зону (при сдвиговом усилии 0,95 от критического значения) составляет ~60–70 с. За это время при линейной скорости нагружения пружины 5 мкм/с уровень сдвигового напряжения может достичь только уровня 0,97–0,98 от значения напряжения, при котором происходит срыв блока без электрического воздействия. Это означает, что в экспериментах наблюдается триггерный эффект электрического тока.

В экспериментах использовался бетонный подвижный блок с размерами 227×112×53 мм, толщина заполнения контактной зоны гранулированным материалом (строительным песком с размерами частиц < 200 мкм) – 1,5 мм. Нормальная нагрузка на контактную зону составляла 113,76 кг, что обеспечивало нормальное напряжение в гранулированном заполнителе 0,45 кгс/см^2. Жесткость калиброванной пружины – 1,7 кгс/мм. Для поддержания необходимой проводимости контактной зоны в нее подавалась вода через медицинскую капельницу с контролируемой

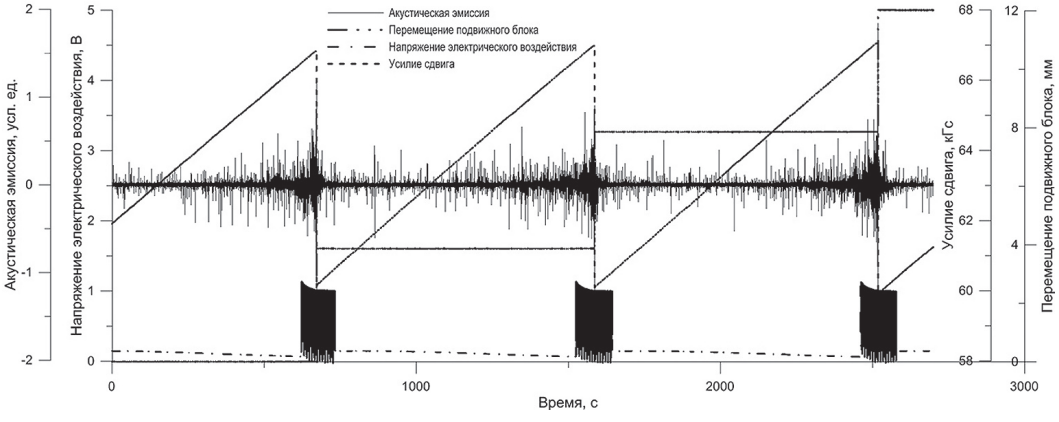


Рис. 1. Вид сейсмического цикла (накопления и сброса сдвигового усилия) при электрическом воздействии на зону межблочного контакта пружинно-блочной модели сейсмогенного разлома

скоростью подачи (0,05–0,1 мл/с). В течение одного прогона подвижного блока по неподвижной платформе на длине 480 мм регистрировались 80–100 динамических срывов подвижного блока.

Результаты экспериментов и их обсуждение

На рис. 2 представлены значения предельного усилия сдвига в межблочной контактной зоне, при котором происходил динамический срыв блока. Экспериментально показано, что протекание тока через контактную зону приводит к тому, что динамический срыв происходит при более низком сдвиговом напряжении в контакте. В течение эксперимента толщина увлажненного песка в контактной зоне снижалась с 1,5 мм до 0,5 мм, а измеряемое значение плотности тока изменялось в диапазоне от 18,83 до 36,31 А/м^2. При этом предельное сдвиговое напряжение в контактной зоне уменьшается приблизительно на 20%, что очевидно связано с уменьшением прочности модельного разлома вследствие протекания через него электрического тока и роста трещинообразования в гранулированном материале-заполнителе (увлажненном песке), о чем свидетельствует рост акустической эмиссии из контактной зоны при включении подачи в нее электрического тока.

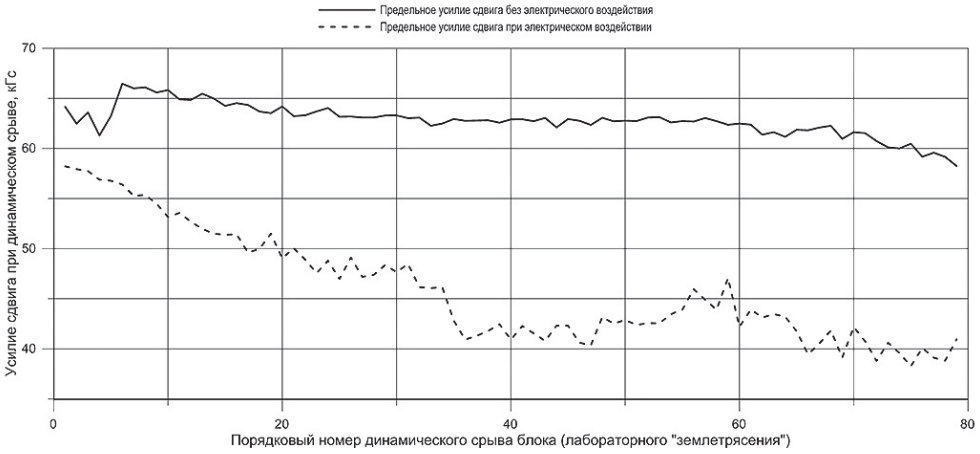


Рис. 2. Предельное усилие сдвига в пружинно-блочной модели сейсмогенного разлома при динамическом срыве подвижного блока (лабораторном «землетрясении») без электрического воздействия (верхняя сплошная кривая) и с электрическим воздействием (нижняя пунктирная кривая) на межблочную контактную зону

Снижение прочности контактной зоны при электрическом воздействии приводит не только к снижению критического сдвигового усилия, но и к увеличению перемещения подвижного блока при его динамическом срыве и уменьшению количества подвижек блока на одной и той же длине рабочей зоны (480 мм) примерно на 20% (см. рис. 3). Оценки показывают, что при этом энергия, выделяющаяся в пружинно-блочной модели при подвижке блока под воздействием электрического тока (работа, производимая средним усилием сдвига на длине подвижки), увеличивается примерно на 40%.

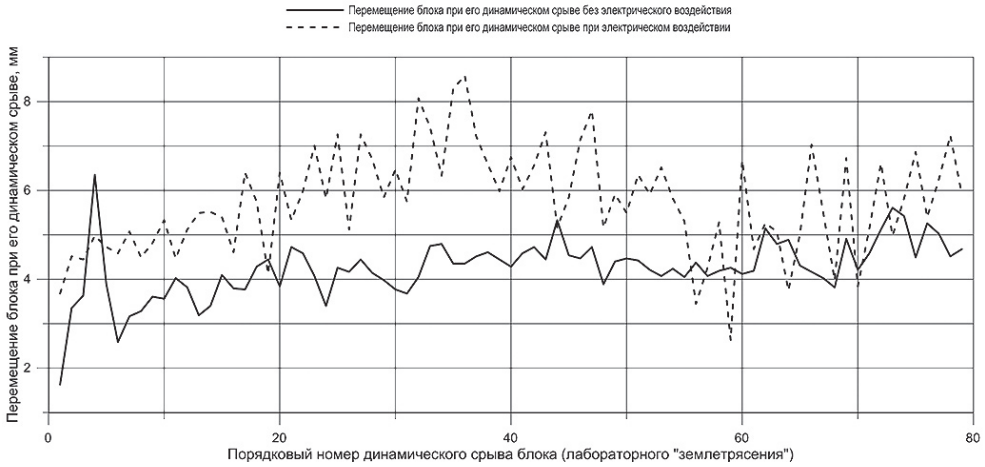


Рис. 3. Перемещение подвижного блока пружинно-блочной модели при его динамическом срыве без электрического воздействия (нижняя сплошная кривая) и с электрическим воздействием (верхняя пунктирная кривая) на межблочную контактную зону

Таким образом, экспериментально показана эффективность воздействия электрического тока, протекающего через межблочную контактную зону, заполненную дисперсным материалом, на процесс ее деформирования.

Заключение

Во всех экспериментах с электрическим воздействием на зону контакта между подвижным и неподвижным блоками (пропускание через нее импульсов электрического тока с частотой 6 Гц и амплитудой 2,16 мА) максимальное усилие сдвига снижается примерно на 20%. При этом общее количество подвижек уменьшается примерно на 20% по всей длине рабочей зоны (S = 480 мм). Энергия, выделяющаяся в системе при подвижках блока, увеличивается примерно на 40% по сравнению с экспериментами без электрического воздействия. Результаты этих работ показывают эффективность процессов, вызванных протеканием тока через контактную зону. Механизм этих процессов еще предстоит выяснить в процессе дальнейших целевых экспериментов как с искусственными образцами, так и с образцами из природных материалов.

Тем не менее, данные результаты получены при довольно высоких, по сравнению с натурными наблюдениями электрической триггерной сейсмичности, значениях плотности тока в контактной зоне (20–40 А/м^2). В связи с этим необходимы дополнительные исследования уровня плотности тока от искусственного источника в реальных сейсмогенных разломах.

Литература

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.

Зейгарник В.А., Авагимов А.А., Тарасов Н.Т. Можно ли *управлять землетрясениями? // Наука* в *России.* 1999, № 2. С. 16–22.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС. 2016. – 424 с.

Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть 1. Лабораторные эксперименты // Физическая мезомеханика. 2015. Т. 18. № 4. С. 94–104.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники / Отв. ред. В.Н. Страхов. М. : Наука. 2003. – 270 с.

Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Novikov V.A., Okunev V.I., Sychev V.N. and Zakupin A.S. Acoustic emissions response of rocks to electric power action as seismic – electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V. 47. No 1. P. 65–72.

Novikov V.A., Okunev V.I., Klyuchkin V.N., Liu J., Ruzhin Yu.Ya., Shen X. Electrical triggering of earthquakes: Results of laboratory experiments at spring-block models // Earthquake Science, May, 2017. P. 1–6, DOI: 10.1007/s11589-017-0181-8.

УДК 531.382+550.34

О ФЛУКТУАЦИЯХ НАПРЯЖЕНИЙ В ГЕОМАТЕРИАЛАХ В ПРОЦЕССЕ ДЛИТЕЛЬНЫХ СЛАБЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

В.П. Косых, П.В. Косых

Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН, Новосибирск

Приведены результаты эксперимента по измерению вертикального давления в кварцевом песке, находящееся в прямоугольной емкости, по которой в течение длительного времени (80 суток) наносились слабые удары. Установлено, что давление изменяется не монотонно, а колеблется относительно давления создаваемого весом материала над датчиком с размахом порядка его величины. Экспериментально получено, что в материале со скоростью 0,01 мм/удар распространяется волна изменения давления. Проведены спектральный и фрактальный анализы зависимостей давления от числа ударов. Установлено, что процесс имеет фрактальный характер, обладает длительной «памятью» и имеет спектр мощности, характерный для «черного» шума.

Введение

Хорошо известно, что сыпучие материалы, грунты и горные породы обладают двумя фундаментальными свойствами – внутренним трением и дилатансией. Эти свойства предопределяют существование в таких средах множественности форм равновесия. Это значит, что, располагая только данными о массовых силах и условиях на границах, определить напряжения внутри области, вообще говоря, невоз-

можно. Проблема связана с тем, что в среде могут быть распределены значительные самоуравновешенные напряжения [Биргер, 1963; Мороз, 2004]. В линейной задаче, когда определяются только дополнительные напряжения, начальными напряжениями можно пренебречь. Однако в случаях, когда возможны локальные разрушения или локальные переходы в предельное состояние, роль распределения начальных напряжений может стать решающей.

В качестве примера можно привести явление знакопеременной реакции горного массива на внешние воздействия, природа которого связана с множественностью форм равновесия геосреды. Одним и тем же краевым условиям может соответствовать неограниченное число форм ее равновесного состояния [Курленя и др., 1987, 1993]. Кратковременные сильные воздействия на массив способны приводить к перестройке его структуры, изменению плотности массива в какой-то области и, как следствие, аккумулированию части энергии в виде самоуравновешенных внутренних напряжений.

В настоящей работе показано, что в массиве раздробленного материала аналогичные последствия могут вызывать также слабые динамические возмущения, действующие длительное время. Эксперименты показывают, что такие воздействия вызывают необратимые деформации [Kazantsev et al., 2015]. Среда эволюционирует от одного «собственного» состояния к другому. За счет того, что внутри среды есть внутреннее трение, она способна накапливать энергию, а внешние воздействия эту энергию могут высвобождать, либо эта энергия наоборот может закачиваться в массив горных пород или сыпучих материалов.

Методика эксперимента

Схема экспериментальной установки приведена на рис. 1. Сыпучий материал 1 помещался в прямоугольную емкость 2, изготовленную из листового алюминия толщиной 3 мм. Ширина емкости составляла 150, длина – 250 и высота – 200 мм. В передней стенке на расстоянии 60 мм от дна было выполнено отверстие диаметром

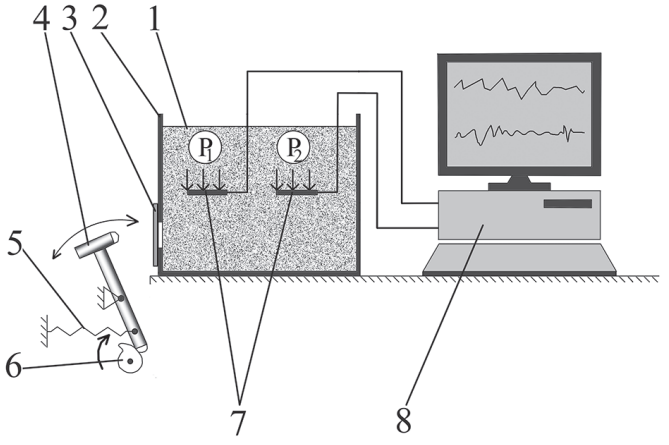


Рис. 1. Схема стенда для измерения давления в сыпучей среде при длительных слабых динамических воздействиях: 1 – кварцевый песок, 2 – прямоугольная емкость, 3 – вакуумная резина, 4 – ударник, 5 – возвратная пружина, 6 – эксцентрик, 7 – датчики давления, 8 – компьютер

20 мм. С внешней стороны отверстие было заклеено вакуумной резиной 3 толщиной 1,5 мм. По резине вдоль оси отверстия наносились удары с помощью устройства, которое состояло из ударника 4, возвратной пружины 5 и вращающегося с постоянной угловой скоростью эксцентрика 6. Наконечник ударника был выполнен из резины. В сыпучем материале на глубине 150 мм помещали мембранные датчики 7 для измерения вертикального давления. Размеры датчиков составляли 19×25×3 мм. Расстояние от передней стенки до первого датчика составляло 70 мм, до второго – 140. Сигналы от датчиков оцифровывались и записывались с помощью компьютера 8. В качестве сыпучего материала в эксперименте использовали хорошо промытый кварцевый песок с размером частиц 0,315…0,45 мм. Перед заполнением емкости его просушивали при температуре 120 °С в течение двух часов. Подготовленный к опыту стенд помещали в термостат с температурой 30 °С. После выравнивания температуры песка и прогрева аппаратуры в течение суток включали ударное устройство. Частота ударов составляла 1,5 Гц. Энергия ударов составляла $3{,}85 \cdot 10^{-3}$ Дж. Запись сигналов с датчиков осуществлялась с интервалом 10 с. Эксперимент непрерывно продолжался в течение 80 сут, за это время было нанесено более 10^7 ударов.

Результаты эксперимента

Полученные в опыте зависимости давления от числа нанесенных ударов подвергали предварительной обработке, которая заключалась в нормировке графиков, путем деления текущих отсчетов давления на давление γh от веса столба материала, находящегося над датчиками, где γ – плотность песка, h – глубина расположения датчиков. Полученные нормированные кривые приведены на рис. 2. Как видно из рис. 2 диаграммы являются немонотонными. На них наблюдаются подъемы и падения давления. Процесс изменения давления имеет незатухающий, колебательный характер. Размах колебаний достигает величины γh.

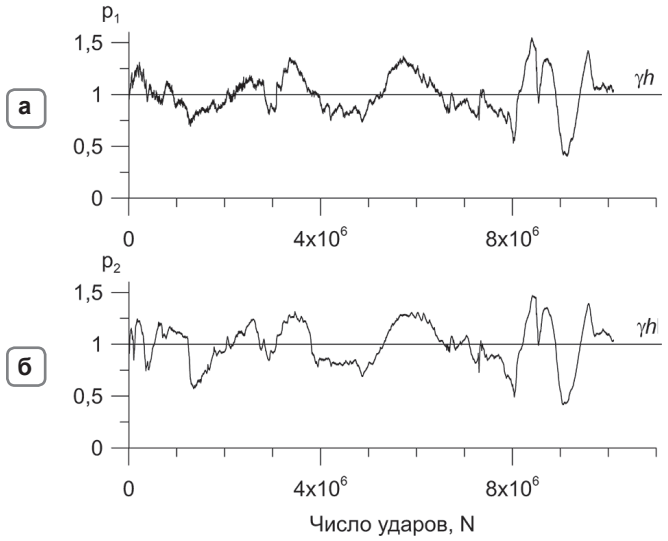


Рис. 2. Нормированные графики изменения вертикального давления в кварцевом песке при многократном воздействии слабых ударов: а – первый датчик, б – второй

Из сравнения графиков следует, что они весьма похожи. Учитывая, что датчики находятся на разном расстоянии от источника возмущений (места удара), для оценки сдвига графиков изменения давления во времени была построена их взаимнокорреляционная функция. Она показана на рис. 3. В круглых скобках показаны координаты максимального значения взаимнокорреляционной функции. Видно, что взаимная корреляция между функциями давления достигает 0,91, то есть изменение давлений происходит практически одинаково. В то же время изменение давления на втором датчике отстает от аналогичных изменений на первом датчике на 7200 ударов (примерно на 1 ч 20 мин). Из этого следует, что в сыпучем материале при длительных слабых воздействиях распространяется волна изменения давления со скоростью ≈0,01 мм/удар.

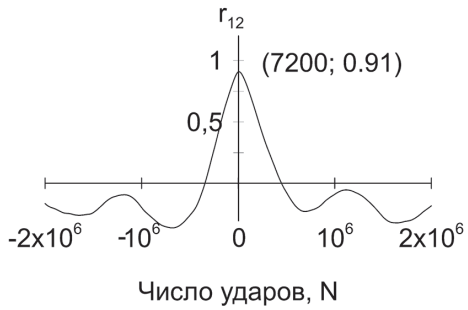


Рис. 3. Взаимнокорреляционная функция зависимостей изменения давлений на первом и втором датчиках

Для оценки «памяти» процесса были построены автокорреляционные функции изменения давления от числа ударов (рис. 4). В скобках на графиках показаны координаты первого пересечения графиков автокорреляционных функций с нулём. Видно, что автокорреляция исчезает примерно через 390 тысяч ударов, то есть процесс обладает достаточно длительной «памятью». Кроме этого, приблизительно через $3 \cdot 10^6$ ударов появляется ещё один значимый максимум автокорреляционной функции со значением ≈0,4. Его существование говорит о некоторой периодичности процесса.

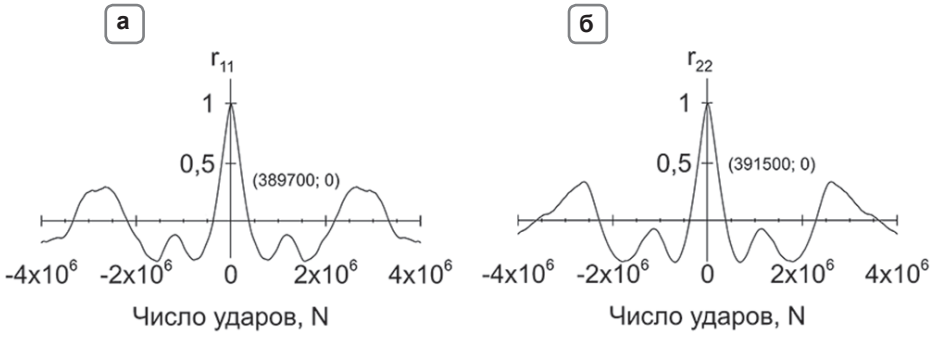


Рис. 4. Автокорреляционные функции изменения давления: а – первый датчик, б – второй

Следующий этап обработки экспериментальных диаграмм заключался в проведении фрактального анализа (R/S анализа). Графики зависимости нормированного размаха давления от ширины интервала δN показаны на рис. 5. Видно, что в диапазоне интервалов от $50 \cdot 10^3$ до 10^6 ударов зависимость нормированного размаха давлений R/S от δN в двойном логарифмическом масштабе имеет линейный характер. Это означает, что процесс изменения давления имеет фрактальный характер. Показатели Хёрста H приведены на графиках. Значения H (для первого датчика 0,86, для второго – 0,72) указывают на персистентный характер процесса и

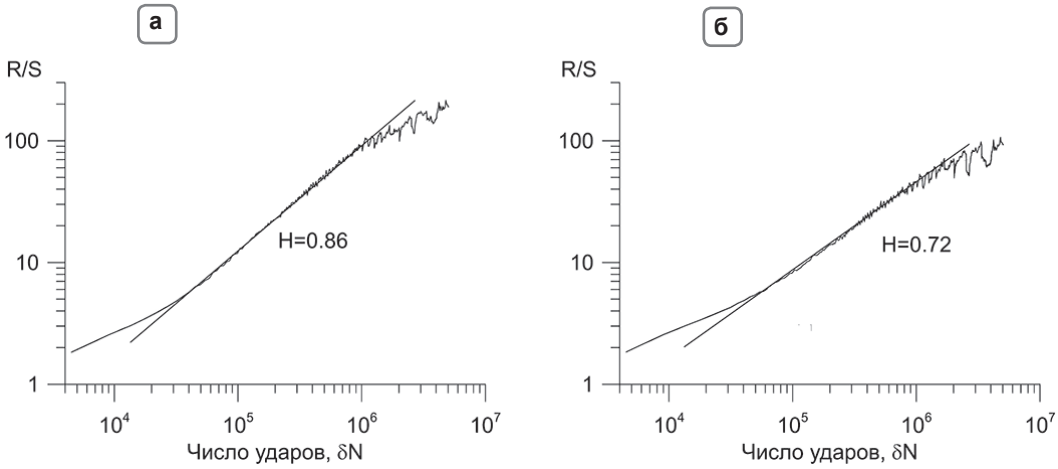


Рис. 5. Зависимость нормированного размаха давления от ширины интервала δN (числа ударов): а – первый датчик, б – второй

говорят о наличии у него «памяти», то есть процесс не совсем случайный [Федер, 1991; Шредер, 2001].

В практике исследований для анализа временных рядов широко применяется спектральный анализ. Весьма информативным является зависимость спектральной мощности от частоты [Лукк и др., 1996]. По виду этой зависимости можно судить о некоторых характерных закономерностях процессов. В нашем случае такой анализ был проведен с помощью математической системы MathLab. Полученные результаты приведены на рис. 6. Здесь по оси ординат отложены относительные амплитуды спектра мощности, а по оси абсцисс – период N^* колебаний, выраженный числом ударов. Из рисунка 6 видно, что зависимости нормированных ампли-

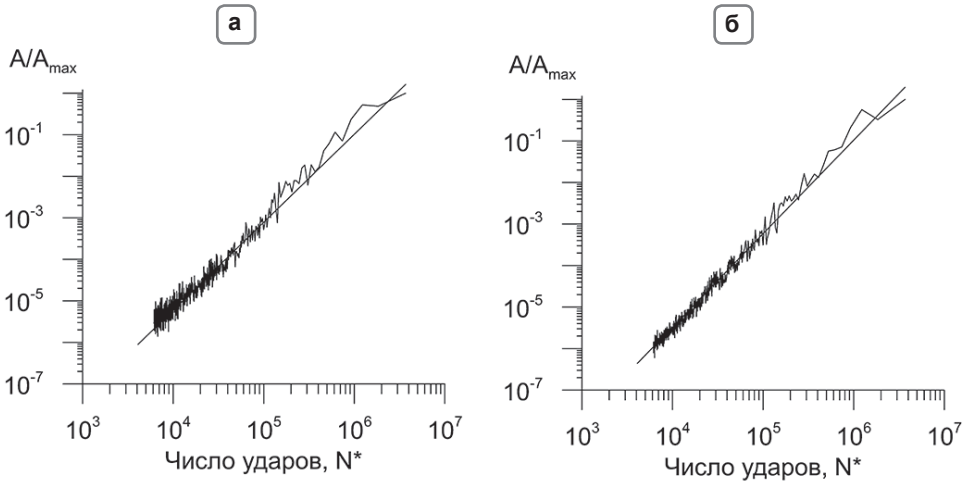


Рис. 6. Зависимость нормированных амплитуд спектра мощности от периода N^*, выраженного числом ударов: а – первый датчик, б – второй

туд спектра мощности от периода N^*, имеет линейный характер в двойном логарифмическом масштабе в интервале периодов $5 \cdot 10^4 \ldots 5 \cdot 10^6$ ударов. Это означает, что $A/A_{max} \sim (N^*)^{\alpha}$, то есть зависимости являются степенными. Для первого датчика показатель степени $\alpha = 2{,}12$, для второго – $\alpha = 2{,}25$. По значению α проводится классификации шумов. Так, если $\alpha = 2$, то шум называется коричневым и соответствует процессу броуновского движения. Если $\alpha > 2$, то шум называется черным. Для таких процессов характерна длительная память, поэтому, как замечено в [Петерс, 2004], «имеют место долговременные корреляции между текущими событиями и событиями будущими».

Полученный в эксперименте самоподобный характер изменения давления в сыпучем материале, по-видимому, связан с тем, что импульс силы, передаваемый отдельным частицам при ударе зависит от их расположения в конкретный момент времени. От удара к удару положение частиц относительно друг друга меняется, и, следовательно, меняются условия контактного взаимодействия (ориентация контактов, контактные напряжения) между ними. Поэтому смещение отдельных частиц при каждом ударе является более, менее случайным. Результатом этого процесса является непрерывная перестройка силовых цепочек [Drescher, de Josselin de Jong, 1972] и переупаковка материала, при которой в отдельных областях образца могут образовываться устойчивые кластеры частиц, имеющие иерархическое (самоподобное) строение. При длительных воздействиях отдельные кластеры могут разрушаться и образовываться новые, что и является причиной возникновения флуктуаций давления.

Выводы

1. Установлено, что вертикальное давление в сыпучем материале, подвергающийся многократным слабым ударам, изменяется не монотонно, а колеблется относительно давления, создаваемого весом вышележащих слоев материала, с размахом, достигающим 100% от его величины.

2. Процесс изменения давления обладает «памятью» и имеет фрактальный характер. При определенных условиях проведения эксперимента изменение давления в сыпучем материале может протекать по сценарию, спектр мощности которого характеризует «черный» шум.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 16-17-10121).

Литература

Биргер И.А. Остаточные напряжения. М. : Машгиз, 1963.

Курленя М.В., Адушкин В.В., Гарнов В.В., Опарин В.Н., Ревуженко А.Ф., Спивак А.А. Знакопеременная реакция горных пород на динамическое воздействие // ДАН АН СССР. 1993. Т. 323. № 2. С. 263–265.

Курленя М.В., Опарин В.Н., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.Н. О некоторых особенностях реакции горных пород на взрывные воздействия в ближней зоне // ДАН АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 67–70.

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.

Мороз А.И. Самонапряженное состояние горных пород. М. : Изд-во МГГУ, 2004.

Петерс Э. Фрактальный анализ финансовых рынков: применение теории Хаоса в инвестициях в экономике. М. : Интернет-трейдинг. 2004. – 304 с.

Федер Е. Фракталы. М. : Мир, 1991.

Шредер М. Фракталы, хаос, степенные законы. Ижевск: РХД, 2001.

Drescher A., de Josselin de Jong G. Photoelastic verification of a mechanical model for the flow of a granular material // J. Mech. Phys. Solids. 1972. V. 20, No. 5. P. 337–351.

Kazantsev A.A., V.P. Kosykh, Revuzhenko A.F. Spectral analysis of granular material reaction to long-term weak dynamic effect // IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering. 2015. Vol. 91. 012089. doi:10.1088/1757-899X/91/1/012089.

УДК 539.3

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ РАЗГРУЗКИ САМОНАПРЯЖЕННЫХ ОБРАЗЦОВ ГЕОМАТЕРИАЛОВ

С.В. Лавриков, О.А. Микенина, А.Ф. Ревуженко

Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН,
Новосибирск

В рамках метода дискретных элементов развит подход для решения пространственных задач деформирования геоматериалов, обладающих внутренними самоуравновешенными напряжениями. Введен специальный упругий потенциал взаимодействия между частицами. Перевязанные упругими элементами частицы за счет трения могут самозаклиниваться. Численное моделирование сжатия и последующей разгрузки модельного образца показало, что часть энергии аккумулируется в виде внутренних самоуравновешенных напряжений. В плоском случае образец способен запасать до 30% энергии, затраченной на его деформирование. В пространственной постановке существенной оказывается дополнительная степень свободы, и образец в зависимости от его параметров способен запасать до 10% энергии. Незначительное внешнее воздействие может сыграть роль триггера и привести к динамическому высвобождению накопленной энергии.

Введение

В настоящее время в механике горных пород большое внимание уделяется исследованию роли внутренней структуры среды и анализу ее влияния на напря-

женно-деформированное состояние породных массивов. Иерархия внутренней структуры массива играет важную роль во всех квазистатических и динамических процессах его деформирования [Садовский, 1979; Кочарян, 2016; Деструкция, 2012; Соболев и Пономарев, 2003]. Блочность строения горной породы определяет такие ее свойства, как дилатансию, внутреннее трение, сцепление, нелинейность, анизотропию. Наряду с этим блочность массива допускает практически неограниченное число форм его равновесного состояния. При этом отдельные области массива могут быть «заряжены» энергией в виде внутренних самоуравновешенных напряжений, то есть выступать в роли потенциальных источников энергии. При определенных условиях накопленная энергия может быть высвобождена, причем этот процесс может носить как устойчивый релаксационный, так и неустойчивый катастрофический характер в виде толчков и горных ударов. Существует множество экспериментальных фактов и натурных наблюдений, показывающих, что самоуравновешенные напряжения играют важную роль в процессах деформирования и разрушения горных пород [Адушкин и др., 1992; Ставрогин и Ширкес, 1986; Файф и др., 1981; Влох и др., 1972; Горяинов и Давиденко, 1979].

В работе [Ревуженко, 1990] предложен физический образец, моделирующий свойство среды запасать и высвобождать упругую энергию. Он представляет собой пучок шероховатых стержней, стянутых упругой нитью. Серия лабораторных экспериментов [Лавриков и Ревуженко, 1991] показала, что диаграмма нагружения такого образца носит скачкообразный характер со множеством срывов. После сжатия и последующей полной разгрузки остаточная деформация образца оказывается весьма значительной. При этом внешняя упругая обвязка имеет бо̀льшую длину, чем в исходном состоянии (до сжатия). Это означает, что часть энергии деформирования запасена в виде энергии растянутой упругой нити. Упругое натяжение нити компенсируется трением между стержнями, и образец остается в равновесии. Оценки [Лавриков и Ревуженко, 1991] показали, что образец способен запасать до 30% энергии, затраченной на его деформирование.

Учет внутренней структуры породного массива возможен в рамках различных подходов. В ряде работ развивается подход к построению математических моделей, содержащих внутренние переменные [Новожилов и Кадашевич, 1990; Kolymbas, 1989; Ревуженко, 2016; Лавриков, 2003]. В [Lavrikov et al., 2011; Лавриков и др., 2008] применяются методы неархимедового математического анализа, и на этой основе строятся математические модели структурно-неоднородного массива горных пород. В [Клишин и Ревуженко, 2014; 2015] для описания процессов деформирования структурно-неоднородных геоматериалов используется метод дискретных элементов (МДЭ).

В работах [Lavrikov and Revuzhenko, 2015; Лавриков и Ревуженко, 2016] предложено в рамках МДЭ использовать специальный потенциал опосредованного взаимодействия частиц (упругие пружины). Частицы среды, связанные упругими пружинами, за счет трения способны самозаклиниваться. Это позволяет описать свойство геоматериалов аккумулировать, а затем и высвобождать накопленную упругую энергию. Численные эксперименты [Лавриков и Ревуженко, 2016] по деформированию образцов геоматериалов, проведенные в двумерной постановке, показали, что образец за один цикл «сжатие-разгрузка» способен запасать до 25–30% энергии, затраченной на его деформирование, что хорошо коррелирует с оценками [Лавриков и Ревуженко, 1991].

Настоящая работа посвящена пространственному моделированию и сравнению результатов плоского и пространственного моделирования.

Постановка задачи

Как известно, метод дискретных элементов заключается в том, что твердое тело моделируется ансамблем дискретных частиц, как правило, сферической формы. Сами частицы предполагаются недеформируемыми. Перемещение частиц в пространстве описывается уравнениями движения Ньютона. Силы, возникающие в процессе соударения частиц, рассчитываются на основе моделей контактной механики с учетом нормальной и касательной составляющих. В версии метода [Lavrikov and Revuzhenko, 2015; Лавриков и Ревуженко, 2016] для выделенного кластера частиц вводятся дополнительные упругие связи, которые действуют в пределах кластера даже при отсутствии непосредственного контакта между частицами. Для описания таких связей используется специальный потенциал опосредованного взаимодействия частиц.

Рассмотрим постановку задачи. Одна из проблем при решении задач с помощью МДЭ заключается в формировании начальных равновесных упаковок частиц. В настоящей работе начальные упаковки, представляющие собой модельный образец, были получены с помощью предварительных расчетов на установление из неравновесных регулярных упаковок. Задавались регулярные упаковки квадратной (в плоском 2D-случае) или кубической (в пространственном 3D-случае) формы. Кластер частиц, связанных упругими элементами, окаймлял регулярную упаковку в виде окружности (2D) или в виде сферы (3D), при этом упругие связи между частицами находились в растянутом состоянии. Вся структура помещалась над гладкой поверхностью. В процессе деформирования растянутые упругие элементы сжимались, что с учетом трения между частицами и веса среды приводило к формированию конфигурации образца нерегулярной формы, лежащего на гладкой поверхности. В итоге конфигурация образца считалась сформированной, когда процесс деформирования достигал стационарного состояния, то есть все частицы находились в покое, и образец в целом находился в равновесии.

Полученные описанным способом начальные упаковки частиц, представляющих модельный образец, показаны на рис. 1, а (2D-случай) и 2, а (3D-случай). Здесь светлые (внутренние) частицы моделируют несвязанный гранулированный материал, темные (граничные) частицы представляют собой кластер связанных упругими элементами частиц и играют роль внешней упругой обвязки.

Уравнения движения частиц для поступательного и вращательного движений имеют вид:

$$m_i \frac{d\mathbf{v}_i}{dt} = \sum_{j=1}^{k} \mathbf{F}_{ij} + m_i \mathbf{g}\,,\ J_i \frac{d\boldsymbol{\omega}_i}{dt} = \sum_{j=1}^{k} \mathbf{M}_{ij}\,,\ i = \overline{1,N}\,, \qquad (1)$$

где $\mathbf{v}_i$, $\boldsymbol{\omega}_i$ – соответственно векторы линейной и угловой скорости, m_i – масса, J_i – момент инерции i-частицы, $\mathbf{F}_{ij}$, $\mathbf{M}_{ij}$ – соответственно главный вектор и главный момент сил, действующие на i-частицу со стороны j-частицы, k – количество соседних частиц, с которыми i-частица имеет контакт в текущий момент времени (координационное число), N – общее число частиц, $\mathbf{g}$ – вектор ускорения свободного падения. Для расчета силы, возникающей при контакте частиц, используется вязкоупругая модель Кельвина-Фойгта с учетом нормальной и касательной составляющих, дополненная упругими связями граничных частиц. Расчет нормальной составляющей силы осуществляется с использованием закона Герца контакт-

ной механики [Джонсон, 1989], при расчете касательной составляющей используются представления Миндлина-Дересевича [Mindlin and Deresiewicz, 1953]. Упругое взаимодействие связанных граничных элементов описывается с помощью линейного закона Гука. Уравнения для расчета сил имеют следующий вид

$$\begin{aligned} &\mathbf{F}_{ij} = F_{n,ij} \cdot \mathbf{n}_{ij} + F_{t,ij} \cdot \mathbf{t}_{ij} \\ &F_{n,ij} = k_{n,ij} \cdot d_{n,ij} - \gamma_{n,ij} \cdot v_{n,ij} + k_{s,pq} \cdot l_{pq} \cdot \delta_{ip} \cdot \delta_{jq} \\ &F_{t,ij} = k_{t,ij} \cdot d_{t,ij} - \gamma_{t,ij} \cdot v_{t,ij} \end{aligned} \qquad (2)$$

где $\mathbf{n}_{ij}$, $\mathbf{t}_{ij}$ – нормальные и касательные единичные векторы для плоскости контакта i, j-частиц, $v_{n,ij}$, $v_{t,ij}$ – нормальная и касательная проекции вектора относительной скорости в точке контакта, $d_{n,ij}$, $d_{t,ij}$ – величины нормального перекрытия и касательного проскальзывания между частицами, $k_{s,pq}$ – жесткость пружин внешней упругой обвязки, l_{pq} – расстояние между связанными граничными частицами, $p, q \in \Gamma$ – множество связанных частиц границы, δ_{ij} – символ Кронекера. Упругие $k_{n,ij}$, $k_{t,ij}$ и вязкие $\gamma_{n,ij}$, $\gamma_{t,ij}$ модули в соотношении (2) взяты в соответствии с работами [Клишин и Ревуженко, 2015; Лавриков и Ревуженко, 2016] в виде

$$\begin{aligned} &k_{n,ij} = \frac{4}{3} E^* \cdot \sqrt{R^* \cdot d_{n,ij}}, \quad k_{t,ij} = 8G^* \cdot \sqrt{R^* \cdot d_{n,ij}}, \\ &\gamma_{n,ij} = -2\sqrt{\frac{5}{6}} \cdot \beta \cdot \sqrt{S_{n,ij} \cdot m^*}, \quad \gamma_{t,ij} = -2\sqrt{\frac{5}{6}} \cdot \beta \cdot \sqrt{S_{t,ij} \cdot m^*}, \\ &S_{n,ij} = 2E^* \cdot \sqrt{R^* \cdot d_{n,ij}}, \quad S_{t,ij} = 8G^* \cdot \sqrt{R^* \cdot d_{n,ij}}, \quad \beta = \frac{\ln(c_r)}{\sqrt{\ln^2(c_r) + \pi^2}} < 0, \end{aligned} \qquad (3)$$

где величина $0 \le c_r \le 1$ представляет собой коэффициент восстановления скорости (отношение нормальной составляющей вектора скорости разлета частиц после соударения к соответствующей величине скорости их подлета до соударения), обобщенные величины R^*, m^*, E^*, G^* вычисляются по формулам

$$\begin{aligned} &\frac{1}{R^*} = \frac{1}{R_i} + \frac{1}{R_j}, \quad \frac{1}{m^*} = \frac{1}{m_i} + \frac{1}{m_j}, \quad \frac{1}{E^*} = \frac{(1-\nu_i)^2}{E_i} + \frac{(1-\nu_j)^2}{E_j}, \\ &\frac{1}{G^*} = \frac{2(2-\nu_i)(1+\nu_i)}{E_i} + \frac{2(2-\nu_j)(1+\nu_j)}{E_j}, \end{aligned} \qquad (4)$$

где R_i, m_i, E_i, ν_i – соответственно радиус, масса, модуль Юнга и коэффициент Пуассона i-частицы. Величина касательной силы $F_{t,ij}$ вычисляется в соответствии с соотношением (2) только до определенного момента, а именно пока $F_{t,ij} \le \operatorname{tg}\varphi \cdot F_{n,ij}$ (стадия развивающегося трения), в противном случае полагаем $F_{t,ij} = \operatorname{tg}\varphi \cdot F_{n,ij}$ (стадия развитого трения), где $\operatorname{tg}\varphi$ – коэффициент сухого трения частиц.

Результаты численного моделирования

В [Лавриков и Ревуженко, 2016] рассмотрено плоское численное моделирование сжатия и последующей разгрузки образца, показанного на рис. 1, а. На рис. 1, б–в, взятом из указанной работы, показаны конфигурации образца в момент его

наибольшего сжатия и после снятия внешней нагрузки. Проведем теперь пространственное численное моделирование цикла «сжатие-разгрузка» модельного образца шаровидной формы, представленного на рис. 2, а, с использованием уравнений (1)–(4). Сжатие будем осуществлять между двумя параллельными пластинами до некоторого фиксированного значения деформации с последующей полной разгрузкой.

В качестве параметров расчета выберем $\varphi = 15°$, $c_r = 0{,}7$, $E = 12000$ МПа, $\nu = 0{,}2$, $\rho = 2500$ кг/м^3, $k_{s,pq} = 200$ кН/м, $R = 0{,}01$ м. Сжимающие пластины предполагаются абсолютно гладкими, трение по их поверхности отсутствует. Указанные параметры одинаковы для всех частиц образца, включая граничные частицы, за исключением размеров: частицы границы имеют радиус, равный $0{,}8 \cdot R$. Следует отметить, что здесь параметры плотности частиц и жесткости пружин подобраны таким образом, чтобы образец, стянутый упругой обвязкой, под действием собственного веса приобретал равновесную форму, приближающуюся к той, что показана на рис. 2, а. Расчеты показывают, что в процессе сжатия наблюдается переупаковка частиц и

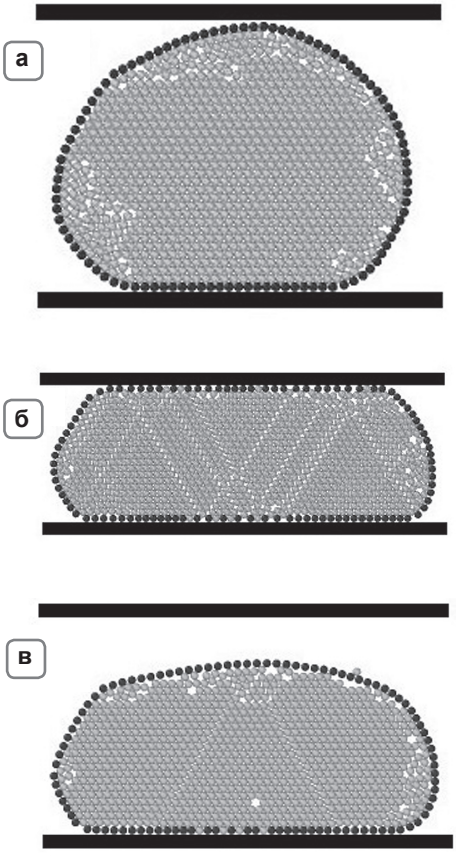


Рис. 1. Конфигурация образца в случае плоского моделирования (внешние «темные» частицы связаны упругими пружинами); а – исходное состояние; б – стадия сжатия; в – состояние после разгрузки

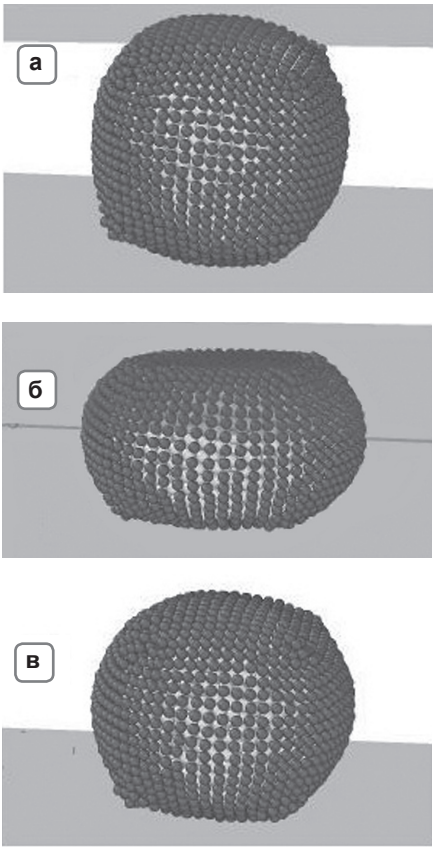


Рис. 2. Конфигурация образца в случае пространственного моделирования (внешние «темные» частицы связаны упругими пружинами); а – исходное состояние; б – стадия сжатия; в – состояние после разгрузки

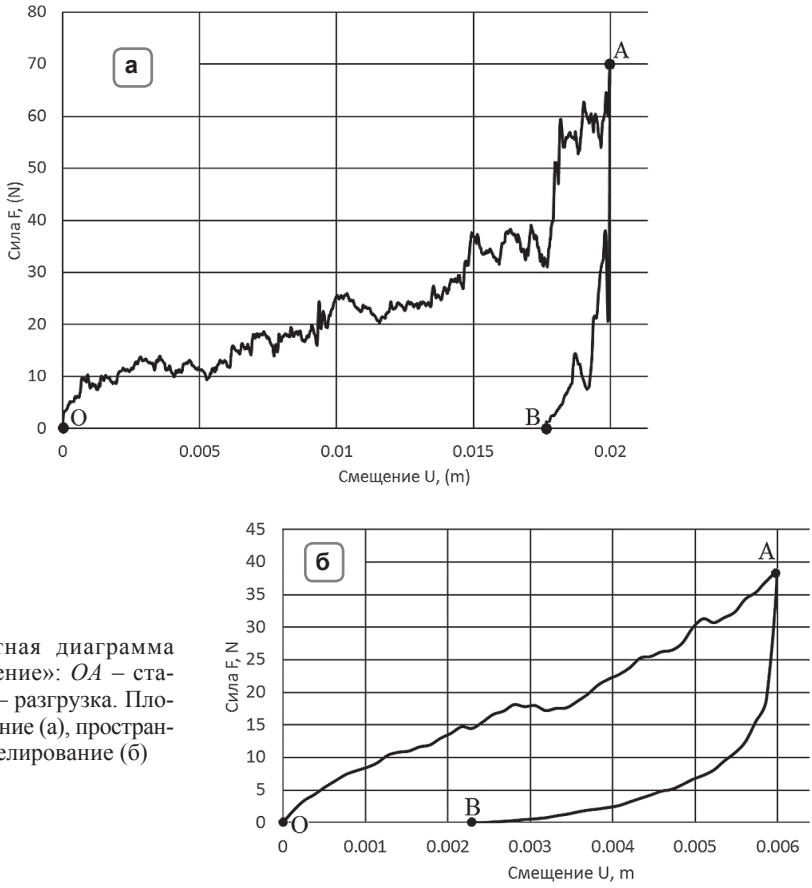


Рис. 3. Расчетная диаграмма «сила-перемещение»: *OA* – стадия сжатия, *AB* – разгрузка. Плоское моделирование (а), пространственное моделирование (б)

образец приобретает «сплющенную» форму. На рис. 2, б показана конфигурация образца в момент максимального сжатия, а на рис. 2, в – после снятия внешней нагрузки. В [Лавриков и Ревуженко, 2016] было показано, что при плоском моделировании в образце формируются магистральные трещины, разбивающие образец на блоки, и дальнейшее деформирование сводится к относительному проскальзыванию блоков друг по другу практически как жестких целых (см. рис. 1, б). Моменты проскальзываний вдоль трещин сопровождаются срывом (ниспадающей ветвью) на диаграмме «сила-перемещение».

В пространственной постановке дилатансия среды проявляется иначе. За счет третьей пространственной координаты частицы приобретают дополнительную степень свободы: они способны «уходить» от нагружающей пластины без формирования магистральных трещин и видимых срывов на диаграмме нагружения «сила-перемещение». На рис. 3 показаны для сравнения диаграммы численного моделирования «сила-перемещение», полученные в случае плоского (рис. 3, а) и пространственного (рис. 3, б) моделирования. Здесь участок *OA* соответствует стадии сжатия, участок *AB* – стадии разгрузки. Заметим, что в плоском случае расчеты были проведены для других значений параметров плотности частиц и жесткости упругих элементов, которые, в свою очередь, также подбирались с условием, чтобы модельный образец под действием собственного веса, трения и сил натяже-

ния пружин приобретал перед началом сжатия необходимую форму. По этой причине сравнивать диаграммы в плоском и пространственном случаях следует только качественно.

Видно, что в пространственном случае рисунок диаграммы сглаживается, и она приобретает более-менее плавный характер. Тем не менее, участки локального разупрочнения на диаграмме присутствуют, что свидетельствует о локальном высвобождении накопленной упругой энергии. В остальном, качественный характер нагружения сохраняется. Внешняя упругая обвязка при сжатии растягивается и запасает часть энергии, затрачиваемой на деформирование образца.

После полной разгрузки и последующей релаксации финальная конфигурация образца имеет остаточную деформацию (рис. 2, в). При этом упругая обвязка имеет бóльшую по сравнению с первоначальным состоянием длину и, следовательно, в ней запасена часть энергии. Напряжение растянутых упругих элементов компенсируется трением между частицами, и образец после цикла «сжатие – разгрузка – релаксация» находится в равновесии. При определенном внешнем воздействии это равновесие может быть нарушено, а запасенная в образце энергия при этом может быть высвобождена.

На рис. 4 приведены графики величины энергии упругих элементов, отнесенной к общей работе, затраченной на деформирование образца, полученные в результате плоского (рис. 4, а) и пространственного (рис. 4, б) моделирования. Видно, что в процессе нагружения процент запасенной упругой энергии меняется и в момент

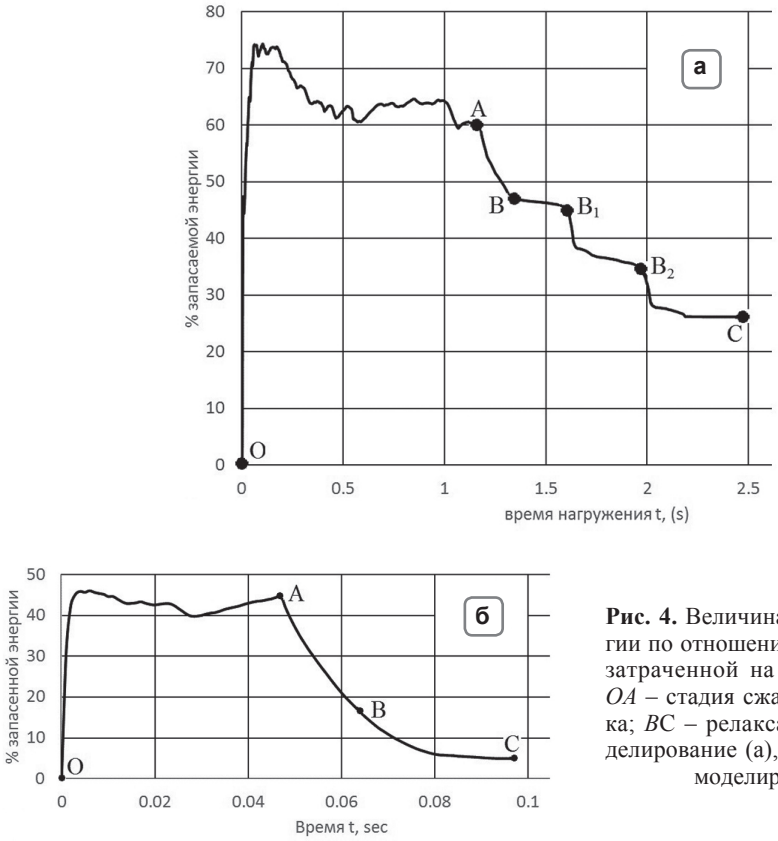


Рис. 4. Величина запасаемой энергии по отношению к общей работе, затраченной на деформирование: *OA* – стадия сжатия; *AB* – разгрузка; *BC* – релаксация. Плоское моделирование (а), пространственное моделирование (б)

максимального сжатия образца (точка *A* на диаграмме) в плоском случае составляет ~60%. В пространственном случае это значение составляет ~45%. В процессе разгрузки часть запасенной энергии возвращается, растянутые пружины сжимаются, и образец стремится принять форму, приближающуюся к исходной. В момент полного снятия внешней нагрузки, когда верхняя сжимающая пластина при своем движении вверх полностью отрывается от образца (точка *B* на диаграмме), величина запасенной энергии составляет для плоского случая ~47%, а для пространственного случая ~8%. Следует отметить, что процесс деформирования образца на этом не заканчивается. Видно, что релаксация образца (участок *BC*) также сопровождается высвобождением части накопленной упругой энергии. Этот процесс происходит самопроизвольно, то есть за счет внутренних ресурсов образца, которые он приобрел на предыдущих этапах деформирования. В точке *C* на диаграмме процесс достигает равновесного состояния, после чего перекачки энергии (потенциальной в кинетическую и наоборот) уже не происходит. При этом окончательная величина доли аккумулируемой в образце энергии в случае плоского моделирования составляет ~27%, а в случае пространственного моделирования, соответственно, ~5%. Очевидно, что в плоском случае эффекты, связанные с аккумулированием и динамическим высвобождением накопленной упругой энергии выражены более ярко. Более того, в случае плоского моделирования на стадии релаксации были зафиксированы самопроизвольные динамические скачки (точки B_1, B_2 на диаграмме, см. рис. 3, а). В пространственном случае, как уже отмечалось, процесс аккумулирования и высвобождения энергии происходит более равномерно без видимых динамических скачков.

Проводились также численные эксперименты по сжатию образца, имеющего иную конфигурацию перевязанных упругими пружинами элементов (рис. 5). Здесь все частицы разделены на два класса (на рис. 5 различаются цветом: светлые и темные частицы). Ближайшие соседи каждого класса частиц перевязаны между собой упругими пружинами, частицы, относящиеся к различным классам, между собой не связаны. Образец в целом представляет собой своего рода «слоеный пирог» из частиц двух классов. Кроме этого размеры частиц здесь не одинаковы. Разброс радиусов имеет случайный характер (моделировался с помощью датчика случайных чисел) и составляет 20%, то есть отношение максимального и минимального радиусов равно 1,2. Цикл «сжатие-разгрузка» образца, изображенного на рис. 5, также показывает, что образец в процессе деформирования приобретает остаточную деформацию. В целом, так же, как и в предыдущем расчете, процесс деформирования протекает более-менее равномерно без видимых скачков разупрочнения. При этом часть энергии деформирования аккумулируется в виде растянутых пружин. Величина запасенной энергии после полной разгрузки и релаксации образца, представленного на рис. 5, составила ~8%.

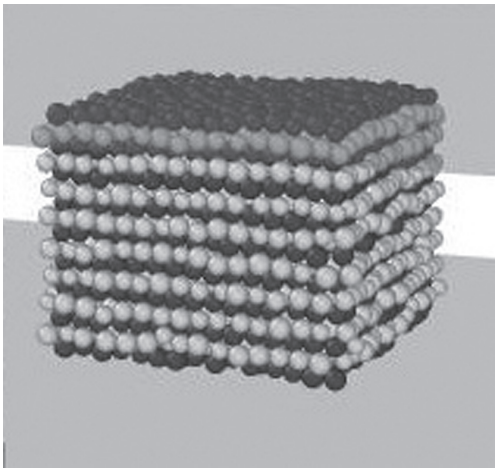


Рис. 5. Начальная конфигурация образца типа «слоеный пирог»

Выводы

1. Введение специального потенциала взаимодействия между частицами среды в рамках метода дискретных элементов позволяет описать свойство геоматериала запасать и высвобождать упругую энергию.

2. Сжатие модельного образца геоматериала приводит к аккумулированию части энергии в виде внутренних самоуравновешенных напряжений. В пространственном случае образец способен запасать до 10% энергии, затраченной на его деформирование.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10121).

Литература

Адушкин В.В., Гарнов В.В., Курленя М.В., Опарин В.Н., Ревуженко А.Ф. Знакопеременная реакция горной породы на динамическое воздействие // Доклады АН. 1992. Т. 323. № 2. С. 263–269.

Влох Н.П., Липин Я.И., Сашурин А.Д. Исследование остаточных напряжений в крепких горных породах // Современные проблемы механики горных пород. Л. : Наука, 1972, с. 186–189.

Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важное явление геодинамики // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1212–1215.

Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в областях сильного техногенного воздействия / Отв. ред. академик Н.Н.Мельников. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012, 631с.

Джонсон К. Механика контактного взаимодействия. М. : Мир, 1989, 509 с.

Клишин С.В., Ревуженко А.Ф. Исследование задачи Янсена методом дискретных элементов в трехмерной постановке // ФТПРПИ. 2014. № 3. С. 10–16.

Клишин С.В., Ревуженко А.Ф. Об одном классе вихревых течений сыпучей среды // ФТПРПИ. 2015. № 6. С. 11–18.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС, 2016, 424 с.

Лавриков С.В. О возможном способе повышения несущей способности горного массива вокруг выработки // ФТПРПИ. 2003. № 5. С. 30–38.

Лавриков С.В., Микенина О.А., Ревуженко А.Ф. Моделирование процессов деформирования массива горных пород с использованием методов неархимедового анализа // ФТПРПИ. 2008. № 1. С. 3–16.

Новожилов В.В., Кадашевич Ю.И. Микронапряжения в конструкционных материалах. – Л. : Машиностроение, 1990, 223 с.

Лавриков С.В., Ревуженко А.Ф. Об одной экспериментальной модели горной породы // ФТПРПИ. 1991. № 4. С. 24–30.

Лавриков С.В., Ревуженко А.Ф. Численное моделирование процесса накопления и высвобождения упругой энергии в структурно-неоднородных геоматериалах // ФТПРПИ. 2016. № 4. С. 22–28.

Ревуженко А.Ф. Горная порода – среда с внутренними источниками и стоками энергии. Сообщение 1 // ФТПРПИ. 1990. № 4. С. 14–21.

Садовский М.А. Об естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247. № 4.

Ревуженко А.Ф. Об одном варианте линейной теории упругости со структурным параметром // ПМТФ. 2016. Т. 57. № 5. С. 45–53.

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

Ставрогин А.Н., Ширкес О.А. Явление последействия в горных породах, вызванное предшествующей необратимой деформацией // ФТПРПИ. 1986. № 4, с. 16–27.

Файф У., Прайс К., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М. : Мир, 1981, 438 с.

Kolymbas D. Generalization to hypoplasticity // Proc. of the Constitutive equations for granular non-cohesive soils, 1989, p. 349–366.

Lavrikov S.V., Mikenina O.A., Revuzhenko A.F. A non-Archimedean number system to characterize the structurally inhomogeneous rock behavior nearby a tunnel // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 2011, 3 (2): p. 153–160.

Lavrikov S.V., Revuzhenko A.F. DEM Code-Based Modeling of Energy Accumulation and Release in Structurally Heterogeneous Rock Masses // AIP Conference Proceedings 1683, 020121 (2015); doi: 10.1063/1.4932811.

Mindlin R.D., Deresiewicz H. Elastic spheres in contact under varying oblique forces. J. Appl. Mech., Trans. ASME. 1953. 20. P. 327–344.

УДК 539.3

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗРЫВОВ В ПОВРЕЖДАЕМЫХ УПРУГОВЯЗКОПЛАСТИЧЕСКИХ СРЕДАХ

А.Б. Киселев[1], П.П. Захаров[2]

[1] Механико-математический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва
[2] ВНИИ автоматики им. Н.Л. Духова, Москва

Работа посвящена численному моделированию в двумерной плоской постановке динамики нефтегазонасыщенной среды вблизи скважины при внезапном снятии нагрузки в скважине. Для описания поведения пласта используется модель повреждаемой термоупругопластической среды с двумя скалярными параметрами поврежденности. В качестве критерия начала макроразрушения пласта используется критерий предельной удельной диссипации, а для явного построения берегов макроскопического нарушения сплошности материала – алгоритм расщепления лагранжевой расчетной сетки.

Введение

На практике широко используются создаваемые бурением выработки диаметром от нескольких сантиметров (шпуры) до метров (скважины, шахтные стволы и т.п.).

Большое значение имеет создание условий, при которых обеспечивается устойчивость от разрушения породы со стороны внутренней поверхности выработки. Характер разрушения связан с наличием в ней структурных неоднородностей различных масштабов (пор, трещин). В данной работе численно моделируется динамика деформирования и разрушения пласта вблизи скважины при резком снятии внутрискважинного давления.

Модели повреждаемых сред, описывающие так называемое континуальное разрушение, ведут свое начала с работ [Качанов, 1958; Работнов, 1959; Ильюшин, 1967]. Качановым и Работновым впервые был введен один скалярный параметр, описывающий накопление повреждений в материале в условиях ползучести, а Ильюшиным – тензорная мера поврежденности для описания широкого класса процессов деформирования и микроразрушения. Использование в последующих работах термодинамических принципов механики сплошных сред позволило построить ряд корректных моделей, в которых механические, тепловые процессы и процессы микроразрушения (появления и развития микропор, трещинок) являются взаимосвязанными. Направление получило широкое развитие (см. монографии [Кондауров, Никитин, 1990; Астафьев и др., 2001; Кондауров, Фортов, 2002; Кукуджанов, 2008]). Модели отличаются методами построения, уравнениями для параметров поврежденности.

Модель, которая используется в статье, основана на работах [Киселев, Юмашев, 1990; 1992; Киселев, 1998], построенных с использованием термодинамических принципов механики среды и модели упругопластического течения типа Прандтля–Рейса.

Постановка задачи

Описание процесса деформирования и разрушения производится в цилиндрической системе координат $Ozr\theta$, ось Oz которой совпадает с осью скважины (рис. 1).

$$\frac{\dot{\rho}}{\rho} = -\dot{\varepsilon}_r - \dot{\varepsilon}_\theta\,,\ \rho\dot{v}_r = \frac{\partial\sigma_r}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial\sigma_{r\theta}}{\partial\theta} + \frac{\sigma_r - \sigma_\theta}{r},\ \ \rho\dot{v}_\theta = \frac{\partial\sigma_{r\theta}}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial\sigma_\theta}{\partial\theta} + 2\frac{\sigma_{r\theta}}{r}; \qquad (1)$$

$$\rho c_\sigma \dot{T} + \alpha_v \dot{\sigma} T = S_r \dot{\varepsilon}_r^p + S_\theta \dot{\varepsilon}_\theta^p + S_z \dot{\varepsilon}_z^p + 2S_{r\theta}\dot{\varepsilon}_{r\theta}^p + A\dot{\alpha}^2 + \Lambda\dot{\omega}^2.$$

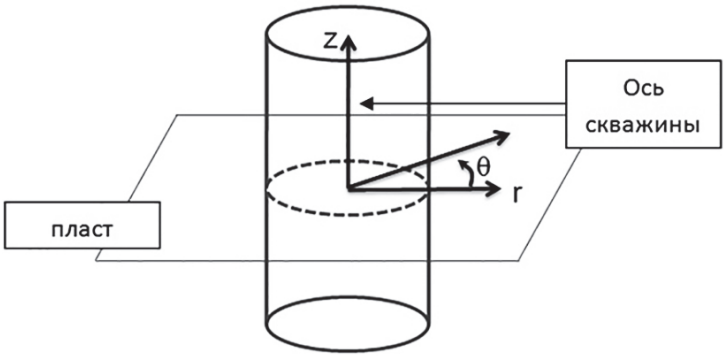


Рис. 1. Цилиндрическая система координат, связанная со скважиной и пластом

Последнее уравнение записано в форме, полученной в [Киселев, 1998]. В (1) и далее точка над символом обозначает материальную производную по времени; ρ – плотность; v_r, v_θ – компоненты скорости; σ_r, σ_θ, σ_z, $\sigma_{r\theta}$ – напряжения, которые раскладываются на шаровую и девиаторную части: $\sigma_r = \sigma + S_r$, $\sigma_z = \sigma + S_z$, $\sigma_\theta = \sigma + S_\theta$, $S_{r\theta} = \sigma_{r\theta}$, $\sigma = (\sigma_r + \sigma_z + \sigma_\theta)/3$; $\dot{\varepsilon}_r, \dot{\varepsilon}_\theta, \dot{\varepsilon}_{r\theta}$ – скорости деформаций, $\dot{\varepsilon}_r^p$, $\dot{\varepsilon}_\theta^p$, $\dot{\varepsilon}_z^p$, $\dot{\varepsilon}_{r\theta}^p$ – их пластические составляющие; T – температура; ω, α – скалярные параметры поврежденности среды ($0 \le \omega < 1$ – первый инвариант тензора поврежденности ω_{ij} ($\omega = \omega_{kk}/3$) интерпретируется как объемное содержание микропор, заполненных жидкостью и/или газом; $0 \le \alpha < 1$ – второй инвариант тензора поврежденности описывает сдвиговое микроразрушение ($\alpha = \sqrt{(\omega_{ij} - \omega\delta_{ij})(\omega_{ij} - \omega\delta_{ij})}$); c_σ – теплоемкость при постоянных напряжениях, α_V – модуль объемного расширения; Λ, A – параметры среды. Скорости деформаций выражаются следующим образом:

$$\dot{\varepsilon}_r = \frac{\partial v_r}{\partial r},\ \dot{\varepsilon}_\theta = \frac{1}{r}\frac{\partial v_\theta}{\partial \theta} + \frac{v_r}{r},\ \dot{\varepsilon}_{r\theta} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v_\theta}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial v_r}{\partial \theta} + \frac{v_\theta}{r}\right) \tag{2}$$

и раскладываются на упругую и пластическую составляющие. Пластическое течение несжимаемо: $\dot{\varepsilon}_r^p + \dot{\varepsilon}_\theta^p + \dot{\varepsilon}_z^p \equiv 0$.

Система уравнений повреждаемой среды имеет следующий вид [Киселев, 1998]:

$$\begin{gathered}\dot{\sigma}' = K_0\left(\dot{\varepsilon}_r + \dot{\varepsilon}_\theta - \alpha_v \dot{T} - \frac{\Lambda}{3}\dot{\omega}\frac{\partial \dot{\omega}}{\partial \sigma}\right),\ (S_{ij}')^\nabla + \lambda S_{ij}' = 2\mu_0 \dot{e}_{ij} - 2A\dot{\alpha}\frac{\partial \dot{\alpha}}{\partial S_{ij}}, \\ S_{ij}' S_{ij}' \le \frac{2}{3}Y_0^2(\sigma),\ Y_0 = c_1\sigma + c_2\end{gathered} \tag{3}$$

Символом ∇ обозначена яуманновская производная от компонент напряжений: K_0 и μ_0 – объемный модуль и модуль сдвига неповрежденной среды; $(S'_{ij})^\nabla = \dot{S}'_{ij} - S'_{ij}\Omega_{jk} - S'_{jk}\Omega_{ik}$; $\dot{e}_{ij}$ – девиатор скоростей деформации; $\sigma' = \sigma/(1 - \omega)$, $S'_{ij} = S_{ij}/(1 - \omega)(1 - \alpha)$; Ω_{ij} – тензор вихря:

$$\Omega_r = \Omega_\theta = 0,\ \Omega_{r\theta} = -\Omega_{\theta r} = \frac{1}{2}\left(\frac{1}{r}\frac{\partial v_r}{\partial \theta} - \frac{v_\theta}{r} - \frac{\partial v_\theta}{\partial r}\right). \tag{4}$$

Последнее соотношение из (3) – закон Мизеса–Шлейхера, связывающий предел упругости Y_0 при простом растяжении и давление в пласте; c_1, c_2 – константы материала.

Уравнения (1)–(4) замыкаются кинетическими уравнениями для ω и α:

$$\frac{\dot{\omega}}{\omega} = B\left(\frac{\sigma}{1-\omega} - \sigma_*\right)H\left(\frac{\sigma}{1-\omega} - \sigma_*\right) + \frac{\sigma - \sigma^+}{4\eta_0}H(\sigma - \sigma^+) + \frac{\sigma - \sigma^-}{4\eta_0}H(\sigma^+ - \sigma); \tag{5}$$

$$\sigma^+ = -\frac{2}{3}Y_0 \ln\omega - p_0\left(\frac{\omega_0}{\omega}\right)^\gamma,\ \sigma^- = +\frac{2}{3}Y_0 \ln\omega - p_0\left(\frac{\omega_0}{\omega}\right)^\gamma,$$

$$\dot{\alpha} = C\left(\frac{S_u}{(1-\omega)(1-\alpha)} - S_u^*\right)H\left(\frac{S_u}{(1-\omega)(1-\alpha)} - S_u^*\right).$$

η_0 – динамическая вязкость неповрежденного материала; p_0 – начальное давление в поре; γ – показатель адиабаты среды в ней; ω_0 – начальная пористость; $S_u = \sqrt{S_{ij}S_{ij}}$ – интенсивность напряжений, S_u^*, σ_*, B, C – константы, $H(x)$ – функция Хэвисайда. Из

(5) видно, что параметр ω связан с шаровой частью тензора напряжений σ и в зависимости от того, какой член из правой части первого из уравнений (5) включается, может расти или уменьшаться. Этот параметр описывает повреждения типа микропор (вязкое разрушение). Параметр α связан с S_u^* и описывает сдвиговое разрушение.

В качестве критерия начала макроразрушения материала используется энтропийный критерий предельной удельной диссипации [Киселев, Юмашев, 1990; Киселев, 1998]:

$$D = \int_o^{t^*} \frac{1}{\rho}\left(S_{ij}\dot{\varepsilon}_{ij}^p + \Lambda\dot{\omega}^2 + A\dot{\alpha}^2\right) dt = D^*. \qquad (6)$$

Здесь t^* – время начала разрушения; D^* – предельная диссипация; $d_M = S_{ij}\dot{\varepsilon}_{ij}^p$ – механическая и $d_F = A\dot{\alpha}^2 + \Lambda\dot{\omega}^2$ – диссипация континуального разрушения. Термическая диссипация $d_T = -q \cdot \mathrm{grad}\ T/T$, поскольку процесс считается адиабатическим.

Подобная модель использовалась при решении задачи о гидроразрыве [Киселев и др., 2004].

Начальные и граничные условия

Изначально пласт находится в состояние покоя: $v_r = v_\theta = 0$. В расчетах принято, что $\rho = \rho(r, \theta) = \rho_0 = \mathrm{const}$. Заданы начальные распределения напряжений σ_r, σ_θ, σ_z, $\sigma_{r\theta}$ в пласте, параметры поврежденности ω и α как функции переменных r и θ. В качестве начального распределения напряжений в пласте используется решение статической линейно-упругой задачи. Рассматривается бесконечное цилиндрическое тело с круглым вырезом; на бесконечности в двух взаимно перпендикулярных направлениях приложены сжимающие напряжения σ_1 и σ_2, соответствующие «горному давлению». В общем случае $\sigma_1 \neq \sigma_2$, что позволяет моделировать неоднородность напряженного состояния пласта. На поверхности выреза приложено сжимающее напряжение σ_3 (рис. 2). Эта задача имеет решение в линейно-упругой и в упругопластической постановке, известной как задача Галина [Галин, 1946].

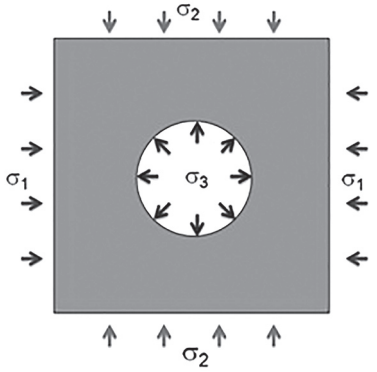


Рис. 2. Схема приложения нагрузок

Решение в линейно-упругой постановке получается суперпозицией решений для напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ и дается известными формулами (см. [Тимошенко, Гудьер, 1975]). В момент $t = 0$ происходит резкое падение давления с величины σ_3 на величину $\Delta p > 0$. Случай $\Delta p = -\sigma_3$ соответствует условию на свободной поверхности.

Построение зон макроразрушений

Задача решается численно методом Уилкинса [Уилкинс, 1967]. Моделирование макроразрушения осуществляется расщеплением лагранжевой расчетной сет-

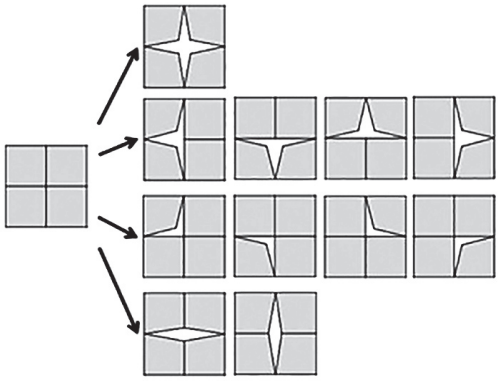


Рис. 3. Варианты элементарных трещин для внутреннего узла

ки [Chen, Wilkins, 1976; Немирович-Данченко, 1998; 1976; Стефанов, 2005] и др. В качестве критерия начала макроразрушения используется (6). В точке, в которой выполнен критерий (6), осуществляется построение берегов макроразрыва: производится разделение узлов сетки по границам ячеек (рис. 3), внутренние узлы и соответствующие им ребра ячеек становятся граничными, на которых задаются условия свободной поверхности, давление или контактные условия. Ранее для явного выделения поверхностей разрушения использовалась процедура перестройки [Киселев и др., 2004; Фомин и др., 1999].

Вариант расщепления определяется из анализа вектора напряжений на смежных для данного узла ребер. Взаимодействие «элементарных» трещин с уже существующими трещинами формирует зоны разрушения большего масштаба. На вновь образовавшихся граничных ребрах задаются следующие условия: условие свободной поверхности или контактные взаимодействия в зависимости от ситуации.

Используемый алгоритм реализации граничных условий на контактных поверхностях заключается в коррекции координат и скорости граничных узлов расчетных ячеек [Киселев, Захаров, 2013]. Этот алгоритм является симметричным.

Результаты расчетов

Задача обладает двумя осями симметрии, поэтому расчеты проводились для четверти области. На границах $\theta = 0$ и $\theta = \pi/2$, условие $v_\theta = 0$.

Расчеты проводились в трех постановках. *В первой постановке* не осуществлялось явного построения зон разрушения. *Во второй* – зоны разрушения строились явным образом, однако не учитывалось контактное взаимодействие на вновь образовавшихся свободных поверхностях в результате расщепления сетки. *В третьем варианте* на свободных поверхностях контактные взаимодействия учитывались.

В расчетах: $a = 0.5$ м, $\rho_0 = 2000$ кг/м^3; $K_0 = 14$ ГПа; $\mu_0 = 8.4$ ГПа; $c_1 = -0.09$ ГПа; $c_2 = 0.04$ ГПа; $S_u^* = 36$ ГПа; $\eta_0 = 100$ Па·с; $\Lambda = 1500$ Па·с; $C = 8 \cdot 10^{-5}$ (Па·с)$^{-1}$; $A = 1200$ Па·с; $\gamma = 1.4$; $D_* = 334.4$ Дж/кг.

В представленных расчетах $\omega_0 = \omega_0(r, \theta) = \text{const} = 0{,}05$. Начальное давление в порах p_0 в формуле (6) – $p_0 = -\sigma|_{t=0}$. Ниже представлены результаты расчетов с начальным распределением напряжений: $\sigma_1 = -65$ МПа, $\sigma_2 = -75$ МПа, $\sigma_3 = -75$ МПа; $\Delta p = |\sigma_3|$. Изучение радиальной составляющей скоростей точек стенки скважины

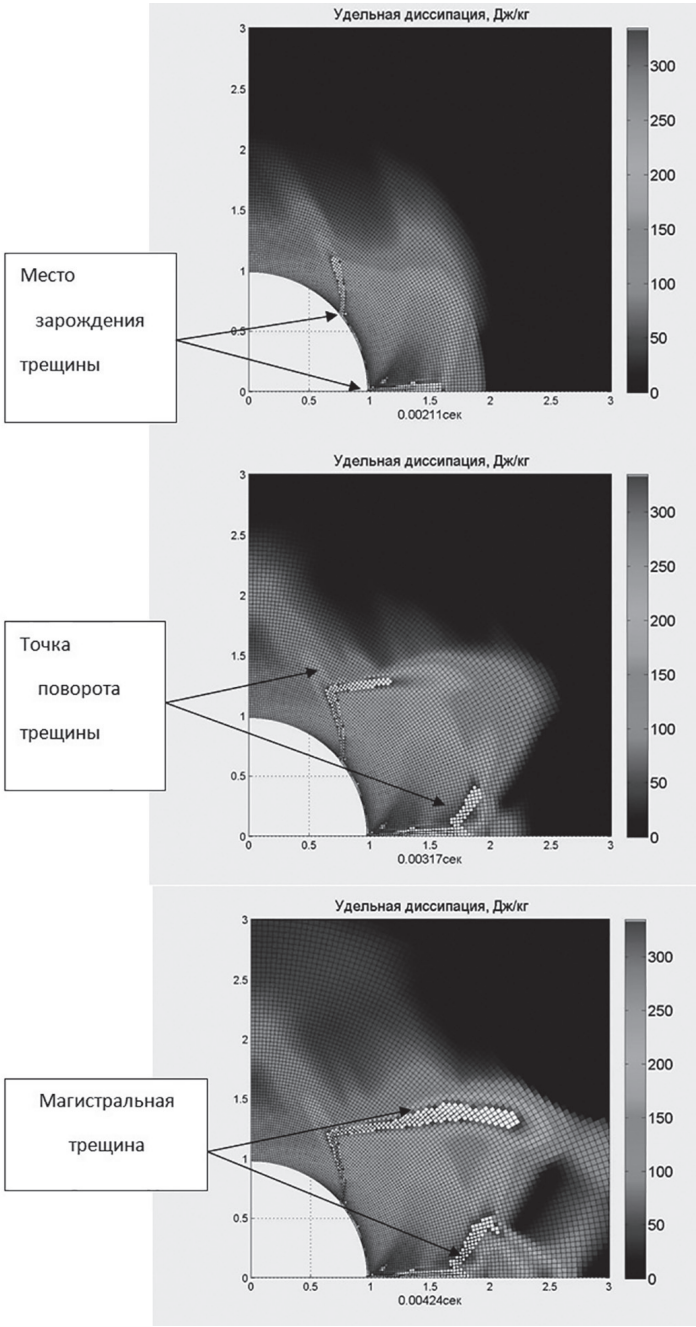


Рис. 4. Формирование магистральной трещины (*вторая постановка*)

для разных значений угла θ от времени (*первая постановка*) показало, что скорость достигает 10 м/с. По мере прохождения волны разгрузки вглубь пласта возмущенная область, в которой $v_r < 0$, растет. В дальнейшем скорость движения падает до нуля. После снятия внутрискважинного давления стенка скважины устремляется

к центру, среда в радиальном направлении растягивается, напряжения σ_r растут, оставаясь отрицательными (волна разгрузки бежит вглубь пласта). В кольцевом направлении среда наоборот сжимается, напряжения σ_θ уменьшаются (в абсолютном значении они увеличиваются). Сдвиговые напряжения для углов $\theta = 0$ и $\theta = \pi/2$ равны нулю.

В первой постановке область разрушения локализована в зоне, которая соответствует концентратору наибольшего сжимающего напряжения σ_2 (по вертикали) и разрушение происходит непосредственно у стенки скважины. Область разрушения при реализации *второго подхода* качественно меняет свой характер. Разрушение осуществляется по типу магистральной криволинейной трещины, которые зарождаются на стенке скважины и прорастают вглубь пласта. На рис. 4 показаны распределения удельной диссипации в три последовательные момента времени, по которым можно проследить развитие трещины. Количество трещин, направление и скорость их роста зависит от соотношения σ_1/σ_2. Для симметричного случая ($\sigma_1 = \sigma_2$) зона разрушения представляет собой кольцо вокруг скважины.

Отметим, что такой же характер разрушения с развитием магистральных трещин, их поворота в процессе роста, как на рис. 4, наблюдался и при моделировании трещин гидроразрыва [Киселев и др., 2004]. При гидроразрыве берега трещин не могут смыкаться, а тем более не может происходить их перехлест, ввиду наличия в трещинах жидкости. Трещины проникают в пласт до 4 м (*вторая постановка*). При этом, чем отношение σ_1/σ_2 меньше 1, тем раньше появляются трещины и глубина их проникания больше.

Моделирование с учетом контактных взаимодействий берегов трещин (*третья постановка*) дает качественно другой результат, чем в случае *второй постановки*. Область разрушения теперь не узкая протяженная зона, а сплошная область, изначально локализованная у стенки скважины. Зона разрушения представлена на рис. 5 – белый цвет соответствует критическому значению диссипации D_*. Характер разрушения носит «фрагментальный» характер: в скважину летят фрагменты,

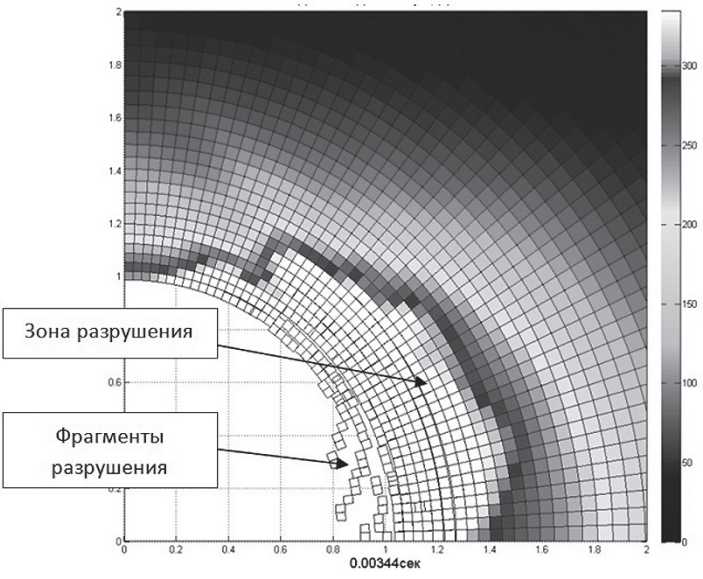


Рис. 5. Распределение удельной диссипации (*третья постановка*)

которые отделились от пласта. Поврежденность α локализуется вблизи скважины; ω растет вблизи скважины в областях интенсивного растяжения среды. Наибольший вклад в диссипацию D дает $d_M = S_{ij}\dot{\varepsilon}^p_{ij}$; $d^{\omega}_F = \Lambda\dot{\omega}^2$ и $d^{\alpha}_F = A\dot{\alpha}^2$ дают заметный вклад в D в областях разрушения пласта.

Заключение

Численно исследована задача необратимого динамического деформирования и разрушения горного пласта вблизи скважины при резком снятии давления в скважине. Решение получено в несимметричной двухмерной постановке с учетом как микроразрушения объемного и сдвигового характера, так и с явным построением зон макроразрушения (криволинейных трещин, отколовшихся фрагментов пласта).

Проанализирован характер разрушений в пласте в зависимости от соотношения нагрузок, действующих по двум ортогональным направлениям, и от степени численной реализации граничных условий на берегах макротрещин. Показано, что упрощение алгоритма расчета граничных условий на берегах трещин приводит к принципиально различным характерам разрушения пласта. Поэтому необходимо проведение расчетов при максимально полной реализации граничных условий на берегах образующихся трещин.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 15-01-01541а и 16-29-15076 офи-м).

Литература

Астафьев В.И., Радаев Ю.Н., Степанова Л.В. Нелинейная механика разрушения. Самара : Изд-во «Самарский университет». 2001. – 534 с.

Галин Л.А. Плоская упругопластическая задача // Прикл. матем. и механ. 1946. Т. 10. Вып. 3. С. 367–386.

Ильюшин А.А. Об одной теории длительной прочности // Изв. АН СССР. Механ. твердого тела. 1967. № 3. С. 21–35.

Качанов Л.М. О времени разрушения в условиях ползучести // Изв. АН СССР. ОТН. Механ. и машиностроение. 1958. № 8. С. 26–31.

Киселев А.Б. Математическое моделирование динамического деформирования и комбинированного разрушения термовязкоупругопластической среды // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 1. Матем. Механ. 1998. № 6. С. 32–40.

Киселев А.Б., Юмашев М.В. Деформирование и разрушение при ударном нагружении. Модель поврежденной термоупругопластической среды // Прикл. механ. и техн. физ. 1990. № 5. С. 116–123.

Киселев А.Б., Юмашев М.В. Математическая модель деформирования и разрушения твердого топлива при ударном нагружении // Прикл. механ. и техн. физ. 1992. № 6. С. 126–134.

Киселев А.Б., Захаров П.П. К численному моделированию динамики необратимого деформирования и разрушения нефтеносного пласта // Матем. моделирование. 2013. Т. 25. № 3. С. 62–74

Киселев А.Б., Лукьянов А.А., Тьерсилен М. Численное моделирование динамики распространения криволинейных трещин гидроразрыва // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 1. Матем. Механ. 2004. № 1. С. 36–41.

Кондауров В.И., Никитин Л.В. Теоретические основы реологии геоматериалов. М. : Наука. 1990. – 207 с.

Кондауров В.И., Фортов В.Е. Основы термомеханики конденсированной среды. М. : Изд-во МФТИ. 2002. – 336 с.

Кукуджанов В.Н. Вычислительная механика сплошных сред. М. : Изд-во Физико-математической литературы. 2008. – 320 с.

Немирович-Данченко М.М. Модель гипоупругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения // Физ. мезомеханика. 1998. Т. 1. № 2. С. 107–114.

Работнов Ю.Н. Механизм длительного разрушения // Вопросы прочности материалов и конструкций. М. : Изд-во АН СССР. 1959. С. 5–7.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упругопластических материалов // Физ. мезомеханика. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости. М. : Наука. 1975. – 560 с.

Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. М. : Мир. 1967. С. 212–263.

Фомин В.М., Гулидов А.И., Сапожников Г.А. и др. Высокоскоростное взаимодействие тел. Новосибирск : Изд-во СО РАН. 1999. – 600 с.

Chen Y.M., Wilkins M.L. Stress analysis of crack problems with a three-dimensional time-dependent computer program // Int. J. of Fracture. 1976. V. 2. N. 4. P. 607–617.

УДК 550.34.013

НЕЛИНЕЙНЫЕ ФРИКЦИОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ БЛОКА НА ДВИЖУЩЕМСЯ РАЗЛОМЕ

А.Ю. Губарь

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

Выведены уравнения Ньютона для двух связанных (вязко-) упругих тел: «блок + смежная часть разлома», —рассматриваемых как материальные точки. Движение плиты вызывает вскрытие разлома на контакте с блоком по сценарию Кулона-Мора-Терцаги, после чего обе «точки» колеблются за счет упругости и трения, ослабляющегося вблизи нуля скорости разрыва. Новая модель в отличие от «R&S»-моделей не вводит эмпирического параметра состояния, сравнение с ними вскрывает смысл этого параметра, а решение при разных начальных данных описывает различные режимы скольжения: от крипа и LSE до ЗЛТ.

Введение

Современные представления о тектонических землетрясениях (ТЗЛТ), или, в общем смысле, о тектонических сейсмических событиях разного масштаба – от кри-

па и LSE до ТЗЛТ, опираются на гипотезу упругой отдачи Рейда (1910 г.), согласно которой (цит. по [Костров, 1975]): «...невозможно, чтобы горная порода разрушилась, не будучи предварительно подвергнута действию упругих напряжений, больших, чем она может выдержать; <...> поскольку происходят землетрясения, не связанные с вулканической деятельностью, мы приходим к заключению, что кора во многих частях Земли медленно перемещается, и разности перемещений в соседних областях создают упругие деформации большие, чем порода может выдержать, затем возникает разрыв, и деформированные породы испытывают отдачу под действием их собственных упругих напряжений, пока эти деформации в значительной степени или почти полностью не будут сняты...». Рассматривая только ТЗЛТ (то есть, исключая вулканические и метеорные ЗЛТ), разумно придерживаться именно этих представлений, тогда следует опираться на формальное определение очага ТЗЛТ [Костров, 1975]: «1. Очаг <ТЗЛТ> представляет собой разрыв сплошности материала Земли по некоторой (плоской) площадке. 2. Разрыв возникает под действием (сдвиговых) упругих напряжений, накопленных в процессе тектонической деформации, и приводит к полному или частичному снятию этих напряжений на площадке разрыва. 3. Разрыв возникает сначала в малой области (точке), а затем распространяется от неё со скоростью, не превосходящей скорости продольных волн (принцип причинности). 4. Соответствующий очагу <ТЗЛТ> разрыв является разрывом скольжения, то есть взаимное перемещение его берегов по нормали к площадке (отрыв) равно нулю. 5. Материал Земли вне поверхности разрыва остаётся линейно-упругим».

Обоснования и критику данного подхода к ТЗЛТ, можно найти в многочисленных работах, спектр ссылок на которые можно найти, например, в [Николаевский, 1979] и [Кочарян и др., 2016]. Наиболее впечатляющие результаты в конкретном моделировании очага ТЗЛТ, за последние 25 лет, принадлежат модели крипового скольжения разрыва, с учетом зависимости силы трения от скорости (R) и «феноменологического параметра состояния θ» [Diteirich, 1972; Rice & Ruina, 1983; Кочарян и др., 2016]. Эти модели (Rate&State = R&S) показали свою приемлимость как в моделировании скольжения блока по заданному разрезу, за счет сил трения в лабораторных испытаниях, так и в возможных приложениях in situ. Важно заметить, что уменьшение силы трения вблизи нуля скорости проскальзывания бортов разрыва наблюдалось во многих лабораторных испытаниях (например, [Кайдановский, 1949; Соболев и Пономарев, 2003] и обзор [Арсеньев, 2014]) и до результатов R&S модели [Diteirich, 1972], в которой, однако, вводится феноменологический времениподобный параметр состояния θ, смысл которого трудно привязать к реальным свойствам пород [Rice & Ruina, 1983; Кочарян и др., 2016].

В данной работе предпринимается попытка устранить этот недостаток R&S моделей за счет явного учета сохранения импульса самого разлома, то есть учета скорости самого разлома (вторая «Rate»). Поэтому предлагаемую модель можно назвать моделью «Rate&Rate» – учет как скорости блока, так и разлома.

Модель Rate&Rate

Схему предлагаемой модели представляет рис. 1, где $B(k)$, $D(k)$ и $C(k)$ – k-й блок, нижняя по рисунку и курсовая части разлома (НР и КР), пунктиром отмечены их контуры в НГНС, $s_b^k(t)$ – смещения блоков от НГНС на поверхности скольжения/

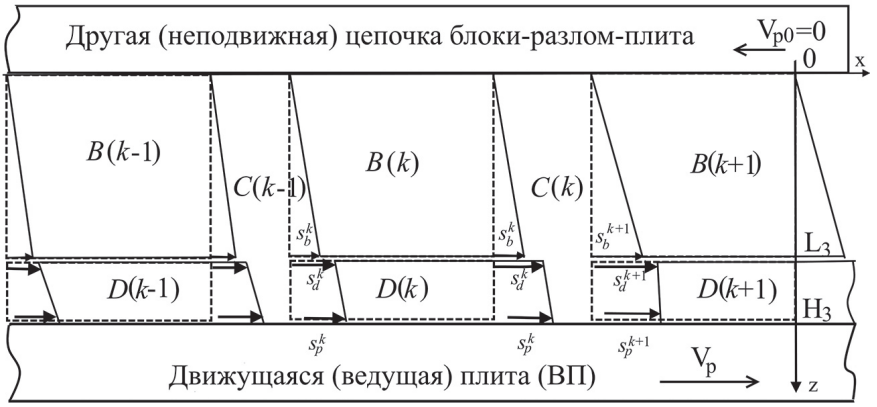


Рис. 1. Схема блоков на разломе в модели R&R. Пояснения в тексте

сцепления (ПС) $z = L_3$, ($d_3 = H–L_3$); s_d^k и s_p^k определены ниже. В боковом направлении y блоки имеют ширину L_2; при $|y| > L_2/2$ располагаются боковые разломы (БР) общей шириной d_2, сцепленные с неподвижными цепочками боковых блоков. Инерционностью КР и БР пренебрегаем. Базисы разлома $\vec{e}_i$ (рис. 1), естественный ($\vec{e}_3^{\,g} = \vec{g}/g$) и главных напряжений $\vec{e}_j^{\,0}$ связаны между собой: $l_{ij} = (\vec{e}_i^{\,g}, \vec{e}_j^{\,0})$, $b_{ij} = (\vec{e}_i, \vec{e}_j^{\,0})$. Подразумевающиеся индексы иногда опускаем.

Разбиение нижнего разлома на блоки – условно: он, как и другие элементы коры и литосферы – разломы, блоки, плиты – представляет собой иерархически фрагментированную многофазную среду, которую, однако, в заданном масштабе можно рассматривать как сплошную при осреднении по фрагментам меньшего масштаба (нижнего уровня иерархии) [Гарагаш, 2002; Арсеньев и др., 2010; Ребецкий, 2005]. Под «блоком разлома» подразумевается та его часть, контактирующая с k-м блоком, сторона которой до N-го слипа (при $\tau_{N-1}^k < t < t_N^k$) находится в состоянии сцепления. Другая сторона разлома постоянно сцеплена с движущейся ведущей плитой (ВП), и рост касательных напряжений в конечном счете приводит к событию – подвижке по разлому.

Модель R&R строится на двух положениях. Во-первых, вспарывание (разрыв, скольжение, слип, событие) может происходить только по «наезженному» заданному плоскому шву ПС ($z = L_3$) при выполнении условий разрушения, в качестве которых выбираем критерий хрупкого разрушения Кулона-Мора-Терцаги [Ребецкий, 2005]:

$$\mathbf{\Phi}_{CM}(\sigma_{ij}, V) \equiv |\sigma_{13}| - f_s(p_{33}^*, |V|) = 0, f_s = k_s(|V|)p_{33}^* + \tau_s > 0, \qquad (1)$$

где $V = \dot{s}_b - \dot{s}_d$ – скорость разрыва, $p_{33}^* = -\sigma_{33}^* = p_{33} - p_{fl} > 0$, $p_{33} = -\sigma_{33} > 0$ (сжатие), $\tau_s > 0$ – сцепление, $k_s = k_s(|V|) > 0$ – коэффициент поверхностного трения, $p_{fl} > 0$ – флюидное давление. Окончание N-го события (1) на k-м участке и начало фазы накопления упругих напряжений (сцепление, цементация, stick) происходит, если в момент времени, когда скорость разрыва окажется равной нулю, выполняются условия сцепления:

$$\dot{s}_b^k(t) = \dot{s}_d^k(t), \ \mathbf{\Phi}_{CM}^k < 0, \ t = \tau_N^k, \qquad (2)$$

где $\mathbf{\Phi}^k_{CM}$ – среднее по поверхности контакта S^k_3 блока с разломом. Поскольку до выполнения (2) плита и разлом вместе с нею двигались, то при $t = \tau^k_N$ блок сцепляется уже с другой частью разлома, после чего k-я пара блок-разлом движется как одно целое под действием упругих сил и заданного движения плиты: $\bar{s}^k_d(t) = s^k_b(t)$, $\bar{s}^k_p(t) = \bar{s}^k_p(\tau^k_N) + \bar{d}_N(t)$, $\bar{d}^k_N(t) = \int_{\tau^k_N}^t V_p dt$ при $\tau^k_N \le t \le \tau^k_{N+1}$, – до момента наступления нового события t^k_{N+1}, когда вновь выполняется (1). Во-вторых, вне ПС среда линейно-вязкоупруга (остаточных деформаций нет):

$$\rho\ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} + \rho g_i, \;\; \sigma_{ij} = \hat{K}^* u_{ll}\delta_{ij} + 2\hat{G}u_{ij}, \;\; \hat{K}^* = K^* + \xi^*\partial_t, \;\; \hat{G} = G + \eta\partial_t, \qquad (3)$$

где $\hat{K}^* = K - 2G/3$, $\xi^* = \xi - 2\eta/3$, $u_{ij} = 0.5(u_{i,j} + u_{j,i})$, $u_i = u^0_i + s_i$, $\sigma_{ij} = \sigma^0_{ij} + r_{ij}$, верхний индекс 0 – относится к НГНС, а s и r – к тектоническим движениям; плотность ρ, модули и вязкости сжатия (K и ξ) и сдвига (G и η) различны для блоков и частей разлома. Оба положения почти полностью совпадают с классическим определением очага тектонического ЗЛТ [Костров, 1975] за исключением того, что здесь разрыв при осреднении по всему разлому изначально движется с заданной скоростью ВП.

Далее мы отбрасываем все нелинейности кроме тех, что «зашиты» в законе трения (1), однако учтем возможные изменения P_{fl} и V_p. Тогда уравнения (3) имеют вид:

$$\sigma^0_{ij,j} + \rho g_i = 0, \; \rho\ddot{s}_i + \rho\ddot{u}^0_i = r_{ij,j}, \; z \ne L_3. \qquad (4)$$

Slip. Пусть N-й слип на k-м блоке происходит при $t^k_N < t < \tau^k_N$. Тогда, полагая $s^k_d(t) = s^k_{1d}(t) + d^k_N(t)$, где $s^k_{1d}(t^k_N) = s^k_b(t^k_N)$, $d^k_N(t) = \int_{t^k_N}^t V_p dt$, и интегрируя (3–4) с $i = 1$ по объемам $D^0(k)$ и $B^0(k)$, с учетом (1) получим следующие уравнения движения:

$$m^k_b \cdot 0.5\ddot{s}^k_b + f^k_b = F^k_b - S_3\tilde{\Phi}^k_{CM}, \quad m^k_d \cdot 0.5(\ddot{s}^k_{1d} + \dot{V}_p) + f^k_d = F^k_d(s^k_{1d}) + S_3\tilde{\Phi}^k_{CM} \quad , \qquad (5)$$

где $\tilde{\Phi}^k_{CM} = \sigma^{0k}_{13} + \zeta^k f_s(p^{*k}_{33}, |V^k|)$, $\zeta^k = \mathrm{sgn}(V^k)$, $V^k = \dot{s}^k_b - \dot{s}^k_{1d} - V_p$, ($\sigma^{0k}_{13} > 0$ в с.к. рис. 1); $F^k_\alpha \equiv S^k_3 r^k_{13\alpha} = \sum F^k_{j\alpha}$, $F^k_{1b} = F^k_1 - F^{k-1}_1$, $F^k_1 = S_1\hat{K}^*_d(s^{k+1}_b - s^k_b)/2d^k_1$, $F^k_{2b} = -S_2\hat{G}_b s^k_b/d_2$, $F^k_{3b} = -S^k_3\hat{G}_b s^k_b/L_3$, $F^k_{1d} = \varepsilon F^k_{1b}$ ($\varepsilon = d_3/L_3$), $F^k_{3d}(s) = -S^k_3\hat{G}_d s/d_3$, $f^k_{b,d} = \int_{B,D(k)}\rho\ddot{u}^0_1$; $S_1 = L_2L_3$ и т.д.

Уравнения (5) позволяют найти НГНС вблизи разлома. Действительно, по определению в НГНС при постоянстве внешних параметров все возмущения должны быть тождественно равны нулю: $s^k_\alpha \equiv 0$, тогда $V^k \equiv -V_p$, $\zeta^k = -1$ и, согласно (5),

$$\tilde{\Phi}^0_{CM} \equiv \sigma^0_{13} - f_s(p^{*0}_{33}, |V_p|) = 0, \;\; z = L_3\,. \qquad (6)$$

Зная коэффициент Лоде-Надаи, положение плоскости разлома, полагая, что она ориентирована к площадке максимальных касательных напряжений под углом $\psi_s/2$ максимального скалывания ($k_s = \mathrm{tg}\,\psi_s$) и учитывая вес пород ($\sigma^{0g}_{zz} + \rho g = 0$), с помощью (6) можно найти σ^0_{13} и p^{*0}_{33} на ПС.

Условие (6) определяет НДС квазистационарного крипа по разлому. Заметим, что $p^{*k}_{33} = p^{*0k}_{33}(1 + O(\varepsilon^k_\kappa))$, где $\varepsilon^k_\kappa = \kappa|s^k| << 1$ ($\kappa \simeq \rho g/E \simeq 7\cdot10^{-4}$/км при $\rho g = 27$ МПа/км, $E = 40$ ГПа), поэтому вместо (6) можно использовать выражения:

$$\sigma^{0k}_{13} = f^{0k}_s(V_p), \;\; \tilde{\Phi}^k_{CM} = f^{0k}_s(V_p) + \zeta^k f^{0k}_s(|V^k|), \qquad (7)$$

где $f_s^{0k}(V) = p_{33}^{*0k} k_s(|V_p|) + \tau_s$. При малых возмущениях без смены знака скорости разрыва $\tilde{\Phi}_{CM}^k \simeq -p_{33}^{*k} k_s'(V_p)(\dot{s}_b^k - \dot{s}_{1d}^k)$, из чего следует очевидное: крип устойчив, если его скорость лежит в зоне упрочения трения ($k_s'(V_p) > 0$). В момент остановки разрыва на k-м участке ($V^k(t) = 0$, $t = t_0$) представим виртуальную конструкцию со смещениями $\bar{s}_d^k(t) \equiv s_b^k(t)$, $\bar{s}_p^k(t) = \bar{s}_p^k(t_N^k) + d_N^k(t) - a_N^k(t)$, где $d_N^k(t) = \int_{t_N^k}^{t} V_p dt$, $a_N^k(t) = s_{1d}^k(t) + d_N^k(t) - s_b^k(t)$ – подвижка по разлому на контакте с блоком, как одно упругое тело BD_N^k. Тогда касательное напряжение и кулоновский потенциал (1) на упругом контакте S_3^k в BD_N^k составят:

$$r_{13}^{ek}(t) = (r_{13d}^k(\bar{s}_p^k - s_b^k) - r_{13b}^k)/2,\ \Phi_{CM}^{ek}(t) = |f_s^{0k}(V_p) + r_{13}^k(t)| - f_s^{0k}(0). \tag{8}$$

Если $\Phi_{CM}^{ek}(t_0) \geq 0$, то значит, сброшенные напряжения еще не достаточны для сцепления зерен контакта и слип продолжается со сменой знака скорости. При этом, согласно (7), начинают действовать очень большие тормозящие усилия $\sim 2\sigma_{13}^{0k}$, и разрыв скоро вновь останавливается и рассуждения повторяются. Если $\Phi_{CM}^{ek}(t_0) < 0$, то сброшено достаточно напряжений для сцепления зерен контакта и при $t_0 = \tau_N^k$ происходит очередной Stick. Тогда рассмотренная упругая конструкция BD_N^k при $\tau_N^k < t < t_{N+1}^k$ уже не виртуальна. В ней $\bar{s}_d^k(t) \equiv s_b^k(t)$, $\bar{s}_p^k(t) = \bar{s}_p^k(\tau_N^k) + \bar{d}_{pN}^k(t)$, где $\bar{s}_p^k(\tau_N^k) = s_p^k(\tau_N^k) - \bar{a}_N^k$, $\bar{a}_N^k = a_N^k(\tau_N^k)$ и, с учетом предыдущего стика, $\bar{s}_p^k(\tau_N^k) = \bar{s}_p^k(\tau_{N-1}^k) + \bar{d}_{N-1}^k(t_N^k) + s_b^k(\tau_N^k) - s_{1d}^k(\tau_N^k)$. Проинтегрировав (3-4) по BD_N^k, получим следующее уравнение баланса импульса для нее:

$$0,5(m_b^k \ddot{s}_b^k + m_d^k \cdot (\ddot{s}_b^k + \dot{V}_p)) + f_b^k + f_d^k = F_b^k(s_b^k) + F_d^k(s_b^k - \bar{s}_p^k), \tag{9}$$

при этом $\bar{s}_p^k(\tau_N^k) = s_p^k(\tau_N^k) - a_N^k = \bar{s}_p^k(\tau_{N-1}^k) + \bar{d}_{N-1}^k(t_N^k) + s_b^k(\tau_N^k) - s_{1d}^k(\tau_N^k)$. Уравнение (9) является уравнением колебаний с возрастающей внешней силой $F_{3d}^k(-\bar{s}_p^k(t)) = S_3^k \hat{G}_d \bar{s}_p^k(t)/d_3$, следовательно, в какой-то момент будет выполнено равенство

$$\Phi_{CM}^{ek}(t) = r_{13}^k(t) + f_s^{0k}(V_p) - f_s^{0k}(0) = 0,\ t = t_{N+1}^k, \tag{10}$$

которое и определяет начало нового скольжения на k-блоке. И процесс повторяется.

Уравнения (5–10) описывают нелинейные колебания блоков и частей разлома, ведомых движущейся с произвольной (но положительной) скоростью ведущей плитой в модели R&R. Ниже мы рассмотрим модель R&R для одной пары блок-разлом с постоянной скоростью плиты и сравним ее с моделью R&S.

Модель Rate&Rate с одним блоком и сравнение с Rate&State

Далее мы полагаем V_p = const и считаем, что толщины разломов много меньше толщин блока $\varepsilon_i \equiv d_i/L_i << 1$, но одного порядка $\varepsilon_i/\varepsilon_j = O(1)$, и перейдем к деформациям $x_1 = s_b/L_3$, $x_2 = s_{1d}/d_3$, которые также должны быть одного порядка (но не их скорости!). Для определенности задаемся кусочно-линейной аппроксимацией коэффициента трения: $k_s(|V|) = \lambda(|u|, \zeta_u) = k(\zeta_u) - \alpha(\zeta_u)|u|$, где $u = V/V_p = T_p(\dot{x}_1 - \varepsilon\dot{x}_2) - 1$, $T_p = L_3/V_p$, $\varepsilon = \varepsilon_3$, $\zeta_u \equiv \mathrm{sgn}(|u| - u_f)$, $u_f = V_f/V_p$, V_f – скорость упрочения, $(k, \alpha)(\pm 1) = (k, \alpha)^{\pm} = \mathrm{const}$, $\alpha^- > 0$, $\alpha^+ < 0$, $k^+ - \alpha^+ u_f = k^- - \alpha^- u_f = k_{\min} > 0$. Тогда уравнения (5) преобразуются к виду:

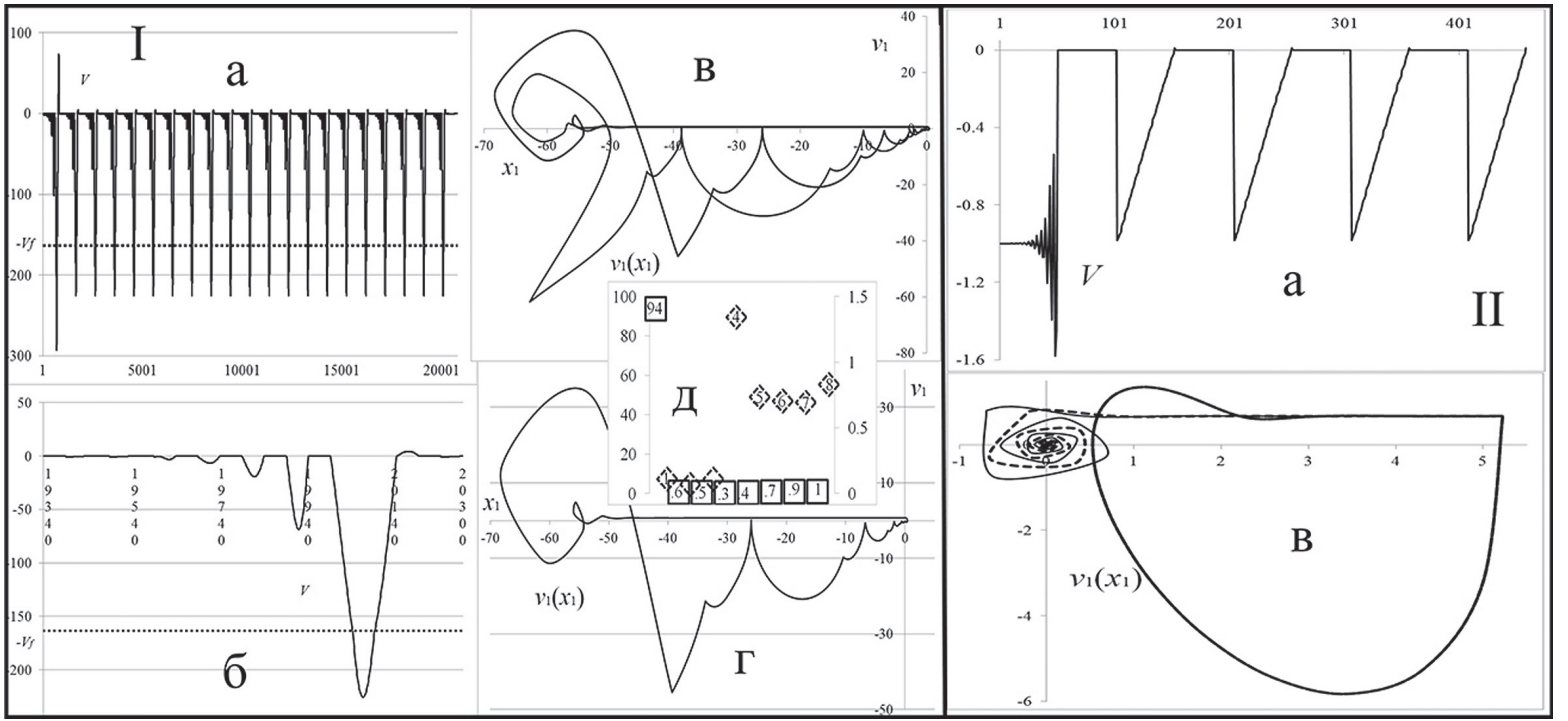


Рис. 2. Варианты решения задачи (13, 5–11): (а) – выход из крипа на аттрактор; (б) – эпюра аттрактора для режима I; он имеет 8 периодов слипа и 8 периодов стика (д); (в – I,II) фазовые диаграммы выхода на аттрактор, (г – I) – аттрактор в режиме I. Объяснения в тексте

$$A_{1f}x_j = -\varphi_\Delta,\ A_{2f}x_j = \varphi_\Delta, \text{ при } t_N < t < \tau_N, \tag{11}$$

где $\varphi_\Delta = \varphi_{CM}(1, \zeta_1) + \zeta\varphi_{CM}(1, \zeta_u) + (1 + \zeta)q\alpha(1, \zeta_u)$, $\zeta = \operatorname{sgn} u$, $\varsigma = \rho_d/\rho_b \simeq 1$, $\varphi_{CM}(|u|, \zeta_u) = q\lambda(|u|, \zeta_u) + c$, $q = p_{33}^{*0}/M$, $c = \tau_s/M$, $M = 0.5\rho_b L_3^2$, $A_{11} = p^2 + \kappa_{1f}p + w_{11}$, $\kappa_{1f} = \kappa_{11} - \kappa_f$, ($p \equiv d/dt$), $A_{12} = \varepsilon\kappa_f p$, $A_{21} = \kappa_f p + \varepsilon^2(w_{21} + \kappa_{21}p)$, $A_{22} = \varsigma\varepsilon^2 p^2 + \varepsilon(\kappa_{2f}p + \tilde{w}_{22})$, $\kappa_{2f} = (\tilde{\kappa}_{22} - \kappa_f)$, $\kappa_f = qT_p\alpha(\zeta_u)$, $(\tilde{w}, \tilde{\kappa})_{22} = (G_d, \eta_d)/\mu_3$, $(w, \kappa)_{21} = (K_d^*, \xi_d^*)/\mu_1$, $\mu_j = 0.5\rho_b d_j L_j$, $(w, \kappa)_{11} = (K_d^*, \xi_d^*)/\mu_1 + (G_d, \eta_d)/\mu_2 + (G_b, \eta_b)/M$.

Остальные уравнения R&R-модели: уравнения стик-фазы (9) и условия перехода (8,10) здесь не выписываем, ввиду громоздкости, и займемся вопросом устойчивости системы (11) в малом. При этом $\zeta = -1$, $\zeta_u = \zeta_1$, правые части обнуляются и вековое уравнение для системы (11) будет следующим ($\varsigma = 1$):

$$p^3\kappa_{2f} + p^2(\tilde{w}_{22} + \kappa_{2f}\kappa_{1f} - \kappa_f^2) + p(w_{11}\kappa_{2f} + \tilde{w}_{22}\kappa_{1f}) + w_{11}\tilde{w}_{22} = -\varepsilon(p^4 + ...). \tag{12}$$

Сравнение (12) (то есть устойчивости по Липшицу R&R модели) с соответствующими критериями R&S-моделей показывает, в частности, что параметр θ R&S-моделей является нелинейным функционалом от скорости деформаций разлома и блока. Таким образом, феноменологический параметр θ R&S-моделей может быть интерпретирован физически со скоростью движений самого разлома.

Для дальнейшего анализа решений задачи (5–11) удобно перейти к конечным величинам смещений блока и разлома, для которых мы оставляем те же обозначения (хотя размерность будет другая). Начальную задачу для (5–11) формулируем как задачу о малых возмущениях силы трения (допустим, из-за скачкообразного изменения флюидного давления или других параметров в начальный момент):

$$x_1(0) = x_0;\ \ x_2(0) \equiv \dot{x}_i(0) = 0 \tag{13}$$

Результаты решения начальной задачи (13, 5–11) приведены на рис. 2, где показаны 2 варианта решения: (I) $\kappa_{jf} < 0$; (II) $\kappa_{1f} < 0$, но $\kappa_{2f} > 0$. На рис. 2 а, б по оси абсцисс отложены номера выдачи счета в системе линейных подзадач задачи (13, 5–11); порядок истинных масштабов этих событий дает вставка Iд. В режиме I главный удар (Iд.4 – в ромбе) находится в центре событий, сопровождаемый 4-мя предвестниками и 4-мя афтершоками (Iб). Для режима I: $x_0 = 0{,}001$, для режима II (рис. 2 (II-в)): $x_0 = 0{,}001$ (пунктир), $x_0 = -0{,}001$ (сплошная).

В этом упрощенном решении режим I относится к быстрым движениям (ТЗЛТ), II – к медленным – к сейсмотремору [Арсеньев, 2014].

Обсуждения и выводы

Предложенная модель R&R может, даже в показанном упрощенном представлении, моделировать различные режимы скольжения по разлому, от крипа и SSE до больших ТЗЛТ. Модель R&R параметрически сложнее модели R&S, но в анализе по схематике обеих моделей может трактовать «феноменологический параметра состояния θ» моделей R&S, как величину, зависящую от реологии самого разлома, и таким образом, привязывать эту величину к реальным свойствам пород in situ.

Данная модель R&R нуждается в дальнейшем усовершенствовании, как в плане математических вопросов разрешимости задач типа (13, 5–11), так и в привязке параметров этой задачи к реальным параметрам сред «разлома» и «блока». Это уже обширная область взаимодействия многих наук о механике коры и литосферы Земли. Данная модель – один из возможных подходов взаимодействия многих наук о Земле в этой области.

Литература

Арсеньев С.А., Бабкин В.А., Губарь А.Ю., Николаевский В.Н. Теория мезомасштабной турбулентности. Вихри атмосферы и океана. М.–Ижевск: НИЦ «РХД». 2010. – 308 с.

Арсеньев С.А. Фрикционная теория землетрясений // Акт. проб. гум. и ест. наук. 2014. № 4 (63). Ч. II. С. 300–309.

Гарагаш И.А. Модель динамики фрагментированных сред с подвижными блоками // Физ. мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 71–77.

Кайдановский Н.Л. Природа механических автоколебаний, возникающих при сухом трении // Ж. Тех. Физ. 1949. Т. XIX. Вып. 9. С. 987–996.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М. : Наука, 1975. – 176 с.

Кочарян Г.Г., Батухтин И.В., Иванченко Г.Н. Геомеханические условия реализации различных режимов скольжения по разломам // 4-я тектонофиз. конф. в ИФЗ РАН: мат. докладов. 2016. Т. 1. С. 435–443.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817–821.

Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика насыщенных пористых сред. М. : Недра, 1970. – 339 с.

Ребецкий Ю.Л. Современное состояние теорий прогноза землетрясений. Результаты оценки природных напряжений и новая модель очага землетрясений // электронный ресурс (2005–2017) : http://yak.ifz.ru/pdf-lib-yak/Pages359-395.pdf.

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

Dieterich J.H. Time-dependent friction in rocks // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3690–3697.

Rice J.R., Ruina A.L. Stability of steady frictional slipping // J. Appl. M. 1983. V. 50. P. 343–349.

II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ТРИГГЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ В ГЕОСИСТЕМАХ

УДК 551.24

ПАМИРСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УЗЛЫ КАК ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕГМЕНТОВ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

М.Г. Леонов[1], Р.Г. Гарецкий[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва
[2] Институт природопользования НАН Беларуси, Минск

Изучение взаимодействия литосферных плит (плито-потоков) – одна из приоритетных задач геодинамики. В статье приведена сравнительная характеристика областей схождения нескольких литосферных сегментов, которым соответствуют своеобразные тектоно-геодинамические узлы. Их существование позволяет говорить об особом типе геодинамических ансамблей, которые являются отражением обстановки встречного движения нескольких разнородных литосферных сегментов.

Введение

Изучение взаимодействия литосферных плит (плито-потоков) – одна из приоритетных задач геодинамики [Адушкин, Спивак, 2005; Гарецкий, Каратаев, 2014; Латеральные…, 2013]. Областям конвергенции плит, вошедших в континентальную кору, соответствуют протяженные линейные зоны концентрированной деформации (сутуры), и они обычно маркируют контакт двух литосферных сегментов. В пределах коры современных океанов также существуют линейные пояса (зоны спрединга), но они соответствуют зонам дивергенции литосферных сегментов. Кроме линейных швов, в пределах океанской литосферы известны и так называемые точки тройного сочленения, которые фиксируют центры расхождения трех сегментов океанской коры [Дубинин и др., 1999]. Но, если в океанах имеются области *тройного раздвижения* плит, то, исходя из логики процесса движения горных масс [Гончаров, 2006], возможно наличие и областей *тройного схождения* литосферных сегментов. Подобные структуры выявлены в пределах Восточно-Европейской платформы и Памирско-Гималайского сегмента Азии.

Памирско-Гималайский тектоно-геодинамический узел

Геологии Памира и его положению в структуре Памирско-Гималайского региона уделяется много внимания [Беляевский и др., 1982; Копп, 2004; Леонов и др., 2016; Матюков и др., 2014; Brunel et al., 1994; Hamburger et al., 1992; Kufner et al., 2016; Mechie et al., 2011; Sass et al., 2013; Schneider et al., 2013; Schurr et al., 2011; Schurr et al., 2014; Stiron et al., 2009; Strecker et al., 1995] и данные из цитированных работ использованы при изложении материала. Памир расположен на острие Пенджабского синтаксиса и сформирован подковообразным коллажем разнородных тектонических элементов, разделенных разломами (рис. 1). Стиль тектоники Памира горизонтально-плоскостной, складчато-шарьяжно-надвиговый. Характерны: срывы чехольных комплексов с основания и тектоническое совмещение разнородных комплексов, тектоническое течение пород (рис. 2). В целом Памирский ороген структурно обособлен от соседствующих элементов земной коры Азии и образует геологическое тело, «вырубленное» по системе краевых разломов из общей структуры региона. При этом Памир приподнят относительно окружающих его территорий, и памирские массы центробежно надвинуты на соседние геологические провинции. Поднятие и эксгумация горных масс датирована в интервале 20−1 млн лет. По данным геологии и инструментальных наблюдений, формирова-

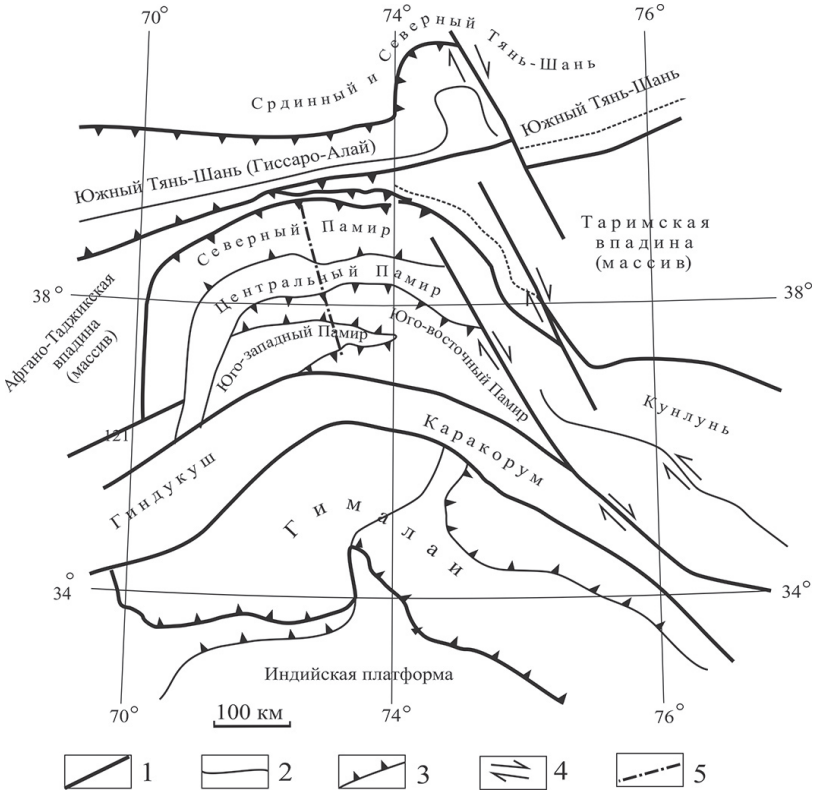


Рис. 1. Структурная схема Памирско-Гималайского региона.

1 – главные структурные линии (границы зон), 2 – второстепенные структурные линии (границы подзон), 3 – надвиги, 4 – сдвиги, 5 – Центральнопамирский поперечный линеамент

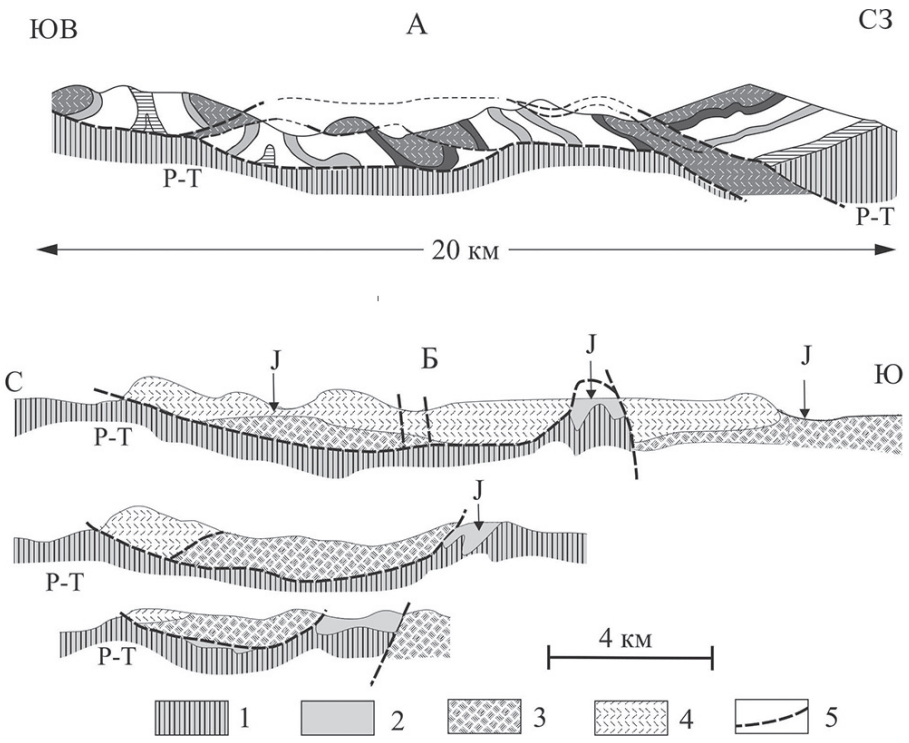


Рис. 2. Пример тектонической структуры Памира: шарьяжи, покровы и лежачие складки Юго-Восточного Памира (по [Руженцев, 1968]).

А – строение Бозтеринской системы складок и сорванных покровов. Интенсивно дислоцированные покровные пластины сложены различными горизонтами юрского возраста. Б – строение Зоуташской покровной синклинали, составленной из отложений различных структурно-формационных зон. 1–2 – Мынхаджирская зона: 1 – пермо-триасовые отложения; 2 – юрские отложения; 3–4 – Истыкская зона: 3 – пермо-триасовые отложения; 4 – юрские отложения; 5 – разломы

ние Памира связано с тектоническим нагнетанием горных масс к северу и их вторичным изгибом в соответствии с общей кинематикой этого сегмента Азии, которая определяется разнонаправленными латеральными тектоническими потоками, одним из которых и является Памир.

Кора Памира соответствует утолщенной коре континентального типа. Верхняя кора образует синформу с пологим днищем, центробежной вергенцией бортов и сложной шарьяжно-купольной внутренней структурой; выявлены структуры вертикального раздавливания и эксгумация фундамента. Нижняя кора относительно гомогенна. По поверхности М вырисовывается чашеобразная форма. МТЗ выявило расслоенность горных масс и структурную дисгармонию: субгоризонтальное расположение неоднородностей в чехле и крутую их ориентацию в коре и литосферной мантии. Сейсмофокальные зоны расположены в виде полуворонки, сходящейся к центру Памира на глубине около 50 км (рис. 3). Форму воронки имеет и рисунок распределения плотностей землетрясений в этом районе (рис. 4).

В районе Памира происходит сопряжение индийской и азиатской литосферы и мантии, которые контактируют по сейсмофокальным зонам (зонам внутриконтинентальной субдукции) [Brunel et al., 1994; Hamburger et al., 1992; Kufner et al., 2016;

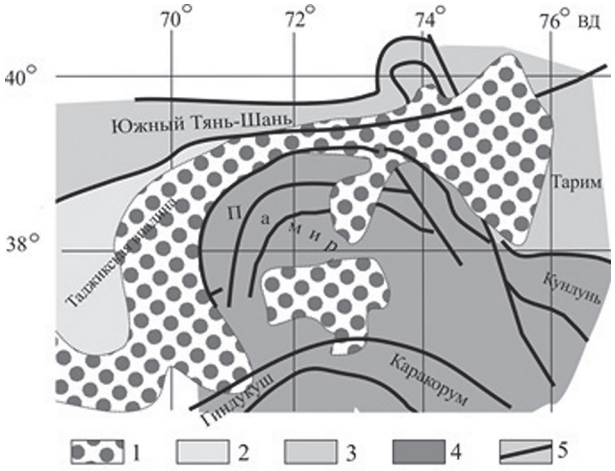


Рис. 3. Распределение эпицентров землетрясений в пределах Памира и сопредельных территорий. По [Schneider et al., 2013], схематизировано и видоизменено.

1 – область распространения землетрясений с магнитудой 4–6 и более; 2–4 – области с высотами: 2 – менее 1500 м, 3 – от 1500 до 3000 м; 4 – до 5000 м и более

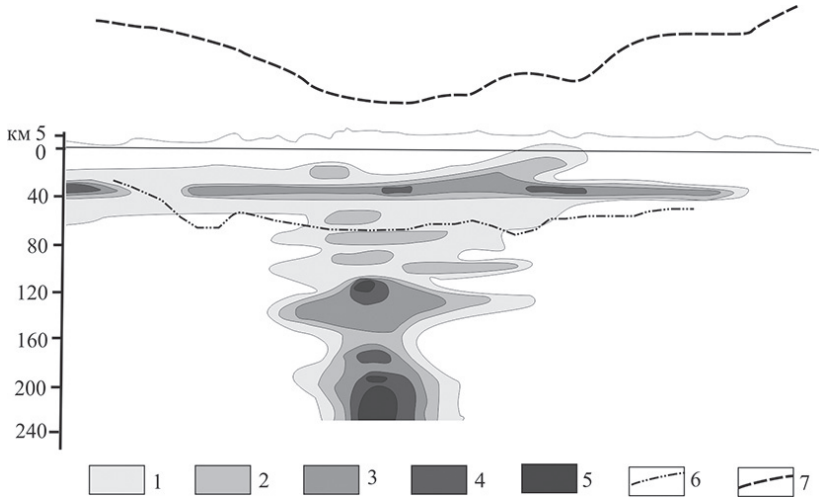


Рис. 4. Распределение значений плотности землетрясений в литосфере Памирско-Гималайского региона (по [Беляевский и др., 1982]).

1–5 – шкала значений плотности гипоцентров землетрясений: 1 – 1–2, 2 – 2–3, 3 – 3–5, 4 – 5–7, 5 – 7–10 и более; 6 – поверхность М; 7 – кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге

Mechie et al., 2011; Sass et al., 2013; Schneider et al., 2013; Schurr et al., 2011; Schurr et al., 2014; Stiron et al., 2009; Strecker et al., 1995]. Одна из них совпадает с границей Индийской и Азиатской литосфер и расположена на глубинах 50–200 км. Вторая располагается под Памиром и Гиндукушем и прослеживается до глубин 150–200 км; она образует форму полуворонки с погружением Азиатской литосферы к востоку и к югу. Согласно [Kufner et al., 2016], Индийская плита по детачменту погружается под Гиндукуш и в виде слэба вертикально, а затем с обратным (южным) подворотом, погружается до глубин 300–500 км. Азиатская плита также испытывает деламинацию и закручивается под Памир. На нижней границе верхней коры и на границе М фиксируется латеральное смещение сейсмофокальных зон на

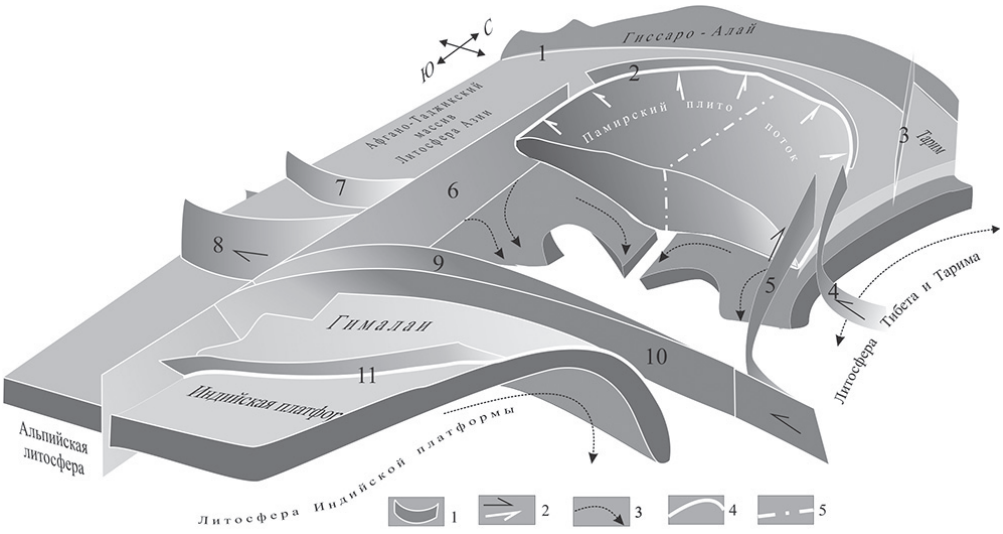


Рис. 5. Геодинамическая модель Памирско-Гималайского сектора Азии (включает элементы данных и представлений из работ [Brunel et al., 1994; Hamburger et al., 1992; Kufner et al., 2016; Mechie et al., 2011; Sass et al., 2013; Schneider et al., 2013; Schurr et al., 2011; Schurr et al., 2014; Stiron et al., 2009; Strecker et al., 1995].

А – Общая схема. 1 – главные разломы; 2 – направление движения горных масс; 3 – направление движения нижнекоровых и литосферных масс; 4 – главные надвиги; 5 – поперечный раздел Памира, трассирующий зону сочленения Туранского и Таримского литосферных сегментов. Цифры 1–11 – главные разломы

глубинах 20−25 и 50–100 км, свидетельствующее о латеральном проскальзывании горных масс. Сейсмофокальные зоны наклонены навстречу друг другу и образуют подобие асимметричной воронки с углами наклона вблизи поверхности 45–50°, становясь при дальнейшем погружении практически вертикальными, центр которой проецируется в районе между Гиндуушем и Центральным Памиром. Верхняя и средняя кора Памира, по-видимому, образует аллохтонную массу, накатывающуюся на жесткие блоки Азии, а сам Памир дискордантно перекрывает зону стыка литосфер Азии (Таримкий и Туранский типы) и Индии.

В соответствии со сказанным, предлагается модель современной геодинамики Памирско-Гималайского сегмента Азии [Леонов и др., 2016] (рис. 5), основанная на следующих положениях: Памир – структурно обособленное композитное геологическое тело, аллохтонно залегающее на подстилающих породах Таримского и Афгано-Таджикского континентов; Памир принадлежит к категории плито-потоков, образование которых относительно автономно по отношению к соседствующим сегментам земной коры; формирование структуры Памира связано с деламинацией корового слоя, «наползанием» памирских масс на древние массивы и погружением нижней коры и литосферной мантии; Памир располагается над областью сочленения различных фрагментов Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского поясов. Таким образом, горное сооружение Памира – это отражение геодинамической ситуации, связанной с взаимодействием нескольких разнонаправленных литосферных плито-потоков и возникновением воронкообразной области интраконтинентальной субдукции.

Слободский тектоно-геодинамический узел (СУ)

Фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) состоит из трех сегментов земной коры: Фенноскандии (ФС), Волго-Уралии (ВУ) и Сарматии (С) [Bogdanova et al., 2005], сочленение которых осуществляется парами по зонам сутур: Центральнобелорусской (ФС и С сегменты), Центральнорусской (ФС и ВУ сегменты), Рязано-Саратовской (С и ВУ сегменты). Сутуры и разделяемые ими сегменты образуют тройное сочленение с центром в районе Слободской возвышенности (55° с.ш., 31° в.д.). Геологическое своеобразие этого района отмечали В.В. Адушкин, А.Д. Архангельский, С.В. Богданова, Р.А. Гафаров, Л.П. Зоненшайн, Ю.П. Оровецкий, Е.И. Паталаха и эта область выделена в качестве Слободского тектоно-геодинамического узла (СУ) [Гарецкий, Каратаев, 2014] (рис. 6, 7). Помимо схождения в пределах этого участка сутур и крупных сегментов ВЕП, в данной области происходит радиальное схождение Среднерусского, Пачелмского, Волыно-Оршанского авлакогенов и Полоцко-Курземского (ПК) разломного пояса. СУ также выражен в расположении линейных и дугообразных аномалий гравитационного

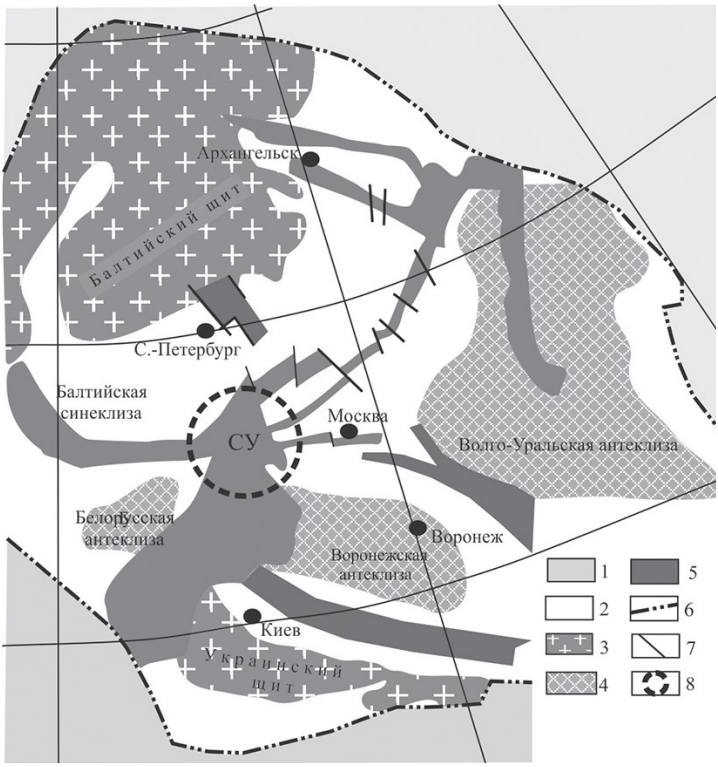


Рис. 6. Положение Слободского тектоно-геодинамического узла в структуре ВЕП.

1 – обрамление платформы; 2 – Русская плита; 3 – щиты; 4 – антеклизы; 5 – авлакогены, рифты и грабены в теле ВЕП: 1 – Полоцко-Курземский пояс разломов; 2 – Волынский прогиб, 3 – Оршанский прогиб, 4 – Среднерусский авлакоген, 5 – Пачелмский авлакоген, 6 – Днепрово-Донецкий палеорифт,7 – Гжатский грабен, 8 – Московский грабен, 9 – Вятский палеорифт, 10 – Двинский рифт, 11 – Лешуконский рифт; 6 – граница ВЕП; 7 – некоторые разломы; 8 – контуры Слободского тектоно-геодинамического узла

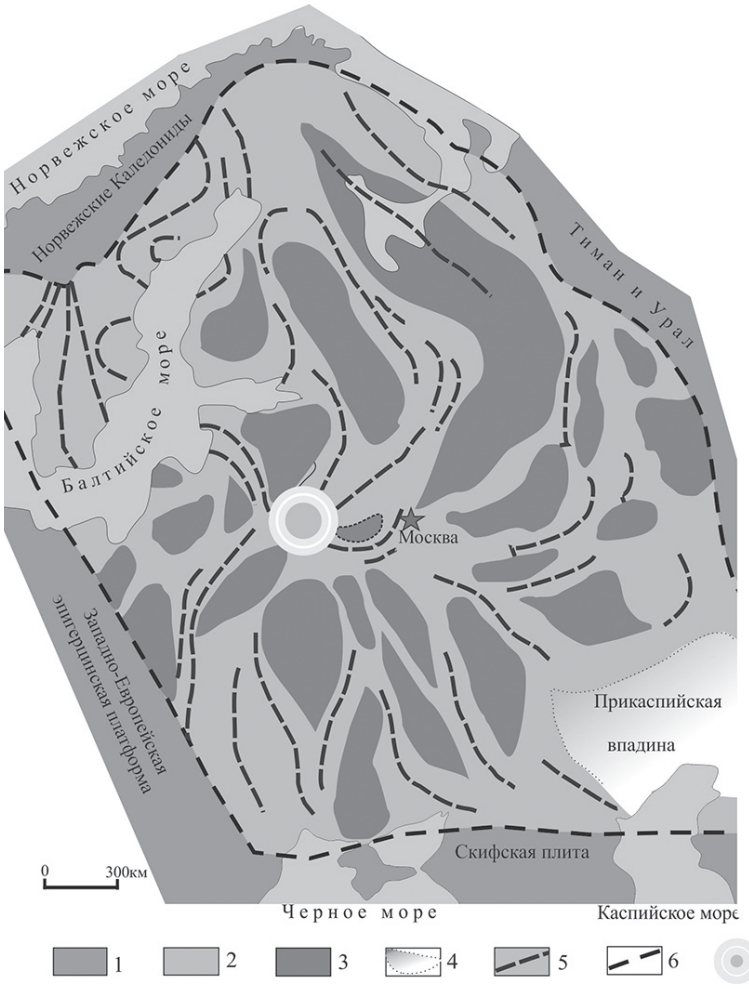


Рис. 7. Схема основных структурных элементов фундамента Восточно-Европейской платформы. Составлена на основе [Геологическое…, 1985; Международная…, 1996]. Границы структурных элементов внутри ВЕП весьма условны.

1 – Структуры обрамления платформы; 2 – ядра архейско-протерозойского основания; 3 – архейские и палеопротерозойские складчато-метаморфические пояса, неопротерзойские авлакогены и грабены; 4 – Прикаспийская впадина: 5 – линии простирания структур; 6 – границы платформы; 7 – предполагаемый центр «вихревой» структуры (Слободский тектоно-геодинамический узел)

и магнитного полей, оси которых образуют подобие вихревой структуры (рис. 8). С расположением магнитных аномалий согласуется и распределение плотностных неоднородностей. Отчетливо выражена интенсивная (до 50 мГал) отрицательная региональная аномалия, контуры которой совпадают с контурами СУ. Площади СУ соответствуют подкоровый слой (толщина ~25 км) с относительно плотным веществом, а в мантии (глубже 125 км) – объемное разуплотнённое тело. Авлакогенам и грабенам и ПК поясу соответствуют отрицательные магнитные аномалии силы тяжести, которые разделены линиями положительных магнитных аномалий. СУ выражен в морфоструктуре поверхности фундамента: в зоне СУ фундамент относитель-

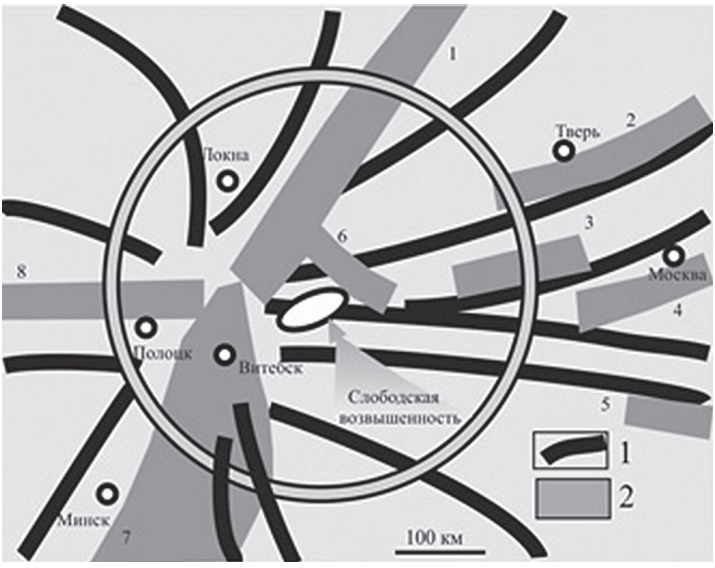


Рис. 8. Схема магнитных аномалий в зоне СУ**.**

1 – оси положительных аномалий; 2 – авлакогены и грабены: 1 – Валдайский, 2 – Тверской, 3 – Гжатский, 4 – Московский, 5 – Пачелмский, 6 – Пречистенский, 7 – Волыно-Оршанский; 8 – Полоцко-Курземский пояс разломов

но опущен до (–1,6)–(–2,0) км и более. Вне пределов узла фундамент расположен, в основном, на глубинах порядка (+0,5)–(–1,2) км. Области относительного прогибания фундамента в рельефе обычно соответствует возвышенность. На соседних с СУ территориях фиксируются кольцеобразные проседания коры, подобные рифтам. Пересекающий СУ профиль гравитационного моделирования, дополненный данными сейсмики, показал, что в пределах СУ происходили тектонофизические процессы, вызывающие закручивание и втягивание на глубину потоков вязкопластического вещества коры и верхней мантии [Гарецкий, Каратаев, 2014].

Фенно-Скандинавский, Сарматский и Волго-Уральский сегменты сформированы в архее и переработаны в палеопротерозое. Их слияние произошло в конце палеопротерозоя за счет субдукционно-коллизионных процессов. Авлакогены раннеплатформенного этапа наследовали зоны сочленения сегментов фундамента. Развитие морфоструктуры фундамента продолжались в фанерозое. Возникли щиты (Балтийский, Украинский) и антеклизы (Белорусская, Воронежская, Волго-Уральская), разделенные линейными зонами авлакогенов, рифтов, грабенов и синеклизами. В фанерозое происходит неоднократная тектоническая активизация, особенно интенсивная в шовных зонах древнего заложения.

Сутурам свойственна кинематика сдвига; пространства между ними характеризуются сдвигово-надвиговым парагенезом 3D течения горных масс в виде плитопотоков [Колодяжный, 2012, 2024]. Геоморфологические и гидрологические признаки свидетельствуют о современной геодинамической активности района СУ [Адушкин, Спивак, 2005].

Таким образом, Слободский узел – реальная геодинамическая конструкция, которую характеризуют: радиальное схождение сегментов фундамента и шовных зон; кольцевое расположение разломов, формирующих трубообразную или воронко-



Рис. 9. Принципиальная схема Слободского тектонического узла

образную структуру; аномальное строение магнитного и гравитационного полей с элементами вихревого закручивания аномалий; локализованная по глубине сложная плотностная структура подкоровых масс; 3D сдвиговое течение пород фундамента и чехла в виде плито-потоков; морфология поверхности фундамента и рельефа; признаки ротационного режима, присущие как структуре узла [Гарецкий, Каратаев, 2014], так и ВЕП в целом [Паталаха и др., 1995]. Не затрагивая деталей формирования СУ, изложенных в [Гарецкий, Каратаев, 2014], подчеркнем феноменологическую сущность явления: наличие в пределах ВЕП области тройного схождения литосферных сегментов (квазипластичных плито-потоков) и возникновение воронкообразной структуры с признаками ротационного режима, в пределах которой происходит погружение (затягивание?) на глубину вещества земной коры и верхней мантии (рис. 9). Эта структура названа «структурой омута» (pool structure) [Гарецкий, Каратаев, 2014].

Необходимо отметить, что элементы вихревой структуры отчетливо видны и в генеральном структурном рисунке Восточно-Европейской платформы, отмеченном в описаниях [Паталаха и др., 1995] и на тектонических картах и схемах [Геологическое…, 1985; Международная…, 1996] (см. рис. 7). Вероятность существования подобных структур (геодинамических воронок) в подконтинентальной литосфере находит подтверждение и в результатах математического и тектонофизического экспериментов [Гарецкий, Каратаев, 2014; Добрецов, Кирдяшкин, 2001; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2014; Трубицин и др., 1994] (рис. 10, 11).

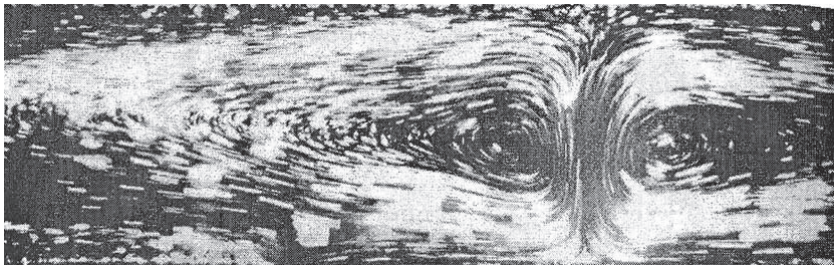


Рис. 10. Картина течения в слое глицирина [Добрецов, Кирдяшкин, 2001]

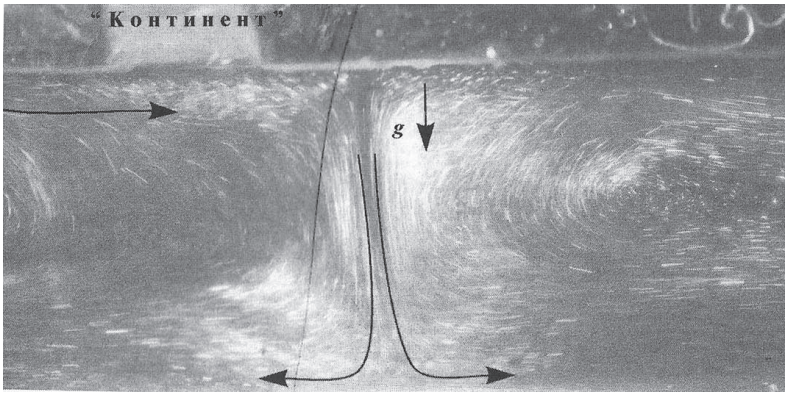


Рис. 11. Возникновение встречных потоков под континентом [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2014]

Заключение

В пределах Восточно-Европейской платформы и Памирско-Гималайского сегмента Азии выделены структуры нового типа: геодинамические узлы, которые отражают процесс сдвижения и погружения разнонаправленных интраконтинентальных встречных литосферных плито-потоков («структура омута» (pool-structures) [Гарецкий, Каратаев, 2014]).

Работа выполнена по теме госзадания (№ 0135-2016-0012: постановка вопроса, анализ и описание структуры ВЕП), при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00357) и РНФ (проект № 16-17-10059).

Литература

Адушкин В.В., Спивак А.А. Динамические процессы на границе земная кора-атмосфера // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер / ред. В.В. Адушкин. М. : ГЕОС, 2005. С. 142–163.

Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С., Кайла К.Л., Марусси А.М., Таль-Вирский Б.Б., Хамрабаев И.Х. Памир – Гималаи. Глубинное строение земной коры. М. : Наука, 1982. – 176 с.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматиии и Волго-Уралии. Минск: «Беларуская навука», 2014. – 120 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. Русская платформа. Л. : Недра, 1985. – 356 с.

Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. С. 3–23.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Изд. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 408 с.

Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 1–26.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Силы, действующие на субдуцирующую океаническую плиту // Геотектоника. 2014. № 1. С. 62–76.

Колодяжный С.Ю. Структуры латерального течения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Особенности геологического строения, структурные парагенезы фундамента // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 1. С. 15–24.

Копп М.Л. Мобилистическая тектоника платформ Юго-Восточной Европы. М. : Наука, 2004. – 3240 с.

Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Ред. М.Г. Леонов. М. : ГЕОС, 2013. 3–18 с.

Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. Памир: структура, глубинное строение, геодинамическая модель // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту: Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 181–183.

Матюков В.Е., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Глубинная геоэлектрическаяя структура Памиро-Алайской зоны // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Матер. Шестого Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 200−201.

Международная тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000 / Ред. Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин. 1996.

Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. – 159 с.

Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры / Ред. А.В. Пейве. Изд-во «Наука», 1968. – 202 с.

Трубицин В.П., Белавина Ю.Ф., Рыков В.В. Взаимодействие мантийной конвекции с континентальной и океанической плитами // ДАН. 1994. Т. 334. № 3. С. 368–371.

Bogdanova S.V., Gorbatchev R., Garetsky R.G. Europe / East Craton // Encyclopedia of Geology. Elsevier. 2005. Vol. 2. P. 34–49.

Brunel M., Arnaud N., Tapponier P., Pan Y., Wang Y. Kongur Shan normal fault: Type example of mountain building assisted by extension (Karakorum fault, eastern Pamir) // Geology. 1994. Vol. 22. P. 707–710.

Hamburger M.W., Sarewitz D.R., Pavlis T.L., Popandopulo G.A. Structural fnd seismic evidance for intracontinental subduction in the First Range, Central Asia // Geol. Sjc. Amer. Bull. 1992. Vol. 104. P. 397–408.

Kufner S.-K., Schurr B., Sippl Ch. et al. Deep India meets deep Asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under Pamir and Hindu Kush (Central Asia) // Earth and Planetary Science Letters. 2016. No 435. P. 171−184.

Mechie J., Yuan X.; Schurr B., Shneider F. et al. Crustal and uppermost mantle velocity structure along a profile across the Pamir and southern Tien Shan as derived from project TIPAGE wide-angle seismic data. Geophysical Journal International. 2011. 188. 2. P. 1−23. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05278.x.

Sass P., Ritter O., Ratschbacher L., Matiukov V., Tympel J., Rybin A., Batalev V. Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tian Shan // Geophysical J. Intern. 2013. P. 2−36. Manuscript ID: GJI-S-13-0496.

Schneider F.M., Yuan X., Schurr B., Mechie J., Sippl C., Haberland C., Minaev V., Oimahmadov I., Gadoev M., Radjabov N., Abdybachaev U., Orunbaev S., Negmatullaev S. Seismic imaging of subducting continental lower crust beneath the Pamir // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 375. No 1. P. 101−112. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.05.015.

Schurr B., Yuan X., Schneider F., Sippl C., Mechie J., Minaev V., Abdybachaev U., Oimahmadov I., Gadoev M. & Negmatullaev S. Seismicity and lithospheric structure in the Pamir–Hindu Kush–Tien Shan region from TIPAGE seismological data (solicited) // Geophysical Res. Abstracts. 2011. No 13, EGU2011-4822.

Schurr B., Ratschbacher L., Sippel J., Gloaguen R., Yuan X., Mechie J. Seismotectonics of the Pamir // Tectonics. 2014. V. 33. No 8. P. 1501−1518. http://doi.org/10.1002/2014TC003576.

Stiron R., Taylor V., Murphy M. Himalayan orogen-parallel extension from GPS geodesy and structural geology // 5th Intern. Sympos. of Tibetan Plateau: Abst. Beijing. 2009. P. 52–53.

Strecker M.R., Frisch W., Hamburger M.W., Ratschbacher L., Semiletkin S., Zamoruyev A., Sturchio N. Quaternary deformation in the Eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan // Tectonics. 1995. Vol. 14. No 5. P. 1061−1079.

УДК 552.08

ВСПЛЕСКИ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЛИТОСФЕРЫ – СЕЙСМИЧЕСКИЕ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА – ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

М.В. Родкин[1], А.В. Жариков[2], Е.Б. Лебедев[3]

[1] Международный институт теории и прогноза землетрясений (МИТП РАН), Москва

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), Москва

[3] Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН), Москва

Величина проницаемости – крайне изменчивая характеристика среды. Экспериментальные определения проницаемости горных пород дают ее базовые значения и тенденцию изменения с глубиной. Оценки проницаемости, полученные по скорости метаморфических процессов, в среднем на пару порядков выше. Еще большие значения получаются по данным о скорости распространения фронтов инициированной сейсмичности. Приводятся примеры быстрого пространственного перераспределения гипоцентров землетрясений, связываемых с волнами высоких значений проницаемости и давления флюида. Предлагается механизм развития всплесков проницаемости в связи с процессами метаморфизма и изменением напряженного состояния.

«Подвижность метаморфических флюидов представляет для нас парадокс. …если в некоторых сериях наблюдаются доказательства широко распространенного и сравнительно быстрого движения флюидов, то в других – убедительные факты почти полного отсутствия миграции флюида в течение миллионов лет.»

Э. Реддер, 1988

Введение

Проницаемость горных пород, очевидно, является наиболее изменчивой – до 16 порядков величины (!) – их физической характеристикой, значения которой варьируют от минимальных $K \sim 10^{-23}$ м^2 в ненарушенных кристаллических или в хорошо сцементированных породах до $K \sim 10^{-7}$ м^2 в гравийных толщах [Rojstaczeretal, 2008]. Лабораторные измерения проницаемости на образцах горных пород были проведены в серии уникальных экспериментов [Шмонов и др., 2002]. Прямые измерения проницаемости в литосфере insitu возможны только в верхней части земной коры, обычно до глубин 3–5 км, и только в ряде исключительных случаев до глубин около 10 км [Ткачук, 1992; Кольская..., 1998, Huenges et al., 1997]. Полученные при этом оценки неплохо согласуются с экспериментальными данными [Шмонов и др., 2002] в верхней части разреза, по некоторым оценкам предполагается, что проницаемость более глубоких горизонтов может оказаться существенно выше.

На настоящий момент сложились два подхода к трактовке величин проницаемости [Ingebritsen & Manning, 2010; Жариков и Родкин, 2012; и др.]. Согласно исторически первому подходу, проницаемость понимается как неизменная во времени физическая характеристика протяженного участка земной коры при заданных, характерных для данной глубины значениях температуры и литостатического давления. Согласно второму подходу, проницаемость понимается как сильно изменчивая характеристика, отвечающая текущему состоянию для данного объема горной породы, что подтверждается экспериментальными данными, которые показывают, что ее величина может изменяться на многие десятичные порядки вследствие конкурирующего влияния температуры (результат, как правило, увеличение) и эффективного давления (результат – снижение). В рамках первого подхода было принято, что температура и литостатическое, и гидростатическое, и, как следствие, эффективное давление монотонно увеличиваются с глубиной, что отвечает наиболее типичному изменению *PT*-параметров в литосфере. В таких условиях влияние давления превалирует, что приводит к уменьшению проницаемости во всем диапазоне глубин. На основании этих данных были получены графики прогнозных значений проницаемости (рис. 1), характеризующие базовую (фоновую) тенденцию изменения параметра в литосфере. Следует также отметить, что упомянутые выше данные были получены для фильтрации инертного газа, то есть без учета неизбежно возникающих геохимических преобразований вследствие взаимодействия вода-порода.

В плане второго подхода к трактовке экспериментально определенные значения проницаемости, представленные на рис. 1, рассматриваются только как некие осредненные оценки. Предполагается, что проницаемость подстраивается под текущее состояние и внешние условия, и носит как бы саморегулирующийся «self adjusting» характер. Подчеркивается, что реальные значения проницаемости могут сильно отличаться от усредненных в обе стороны. Например, реальная проницаемость в тектонически стабильных областях литосферы может оказаться ниже экспериментально полученных значений за счет залечивания со временем трещин и иных нарушений микроструктуры пород, что приводит к ее уменьшению. Напротив, в отдельных ситуациях могут наблюдаться намного более высокие значения проницаемости. Ниже приводятся примеры развития таких эпизодов. Затем обсуждается вариант физической интерпретации величин проницаемости и причин их изменчивости.

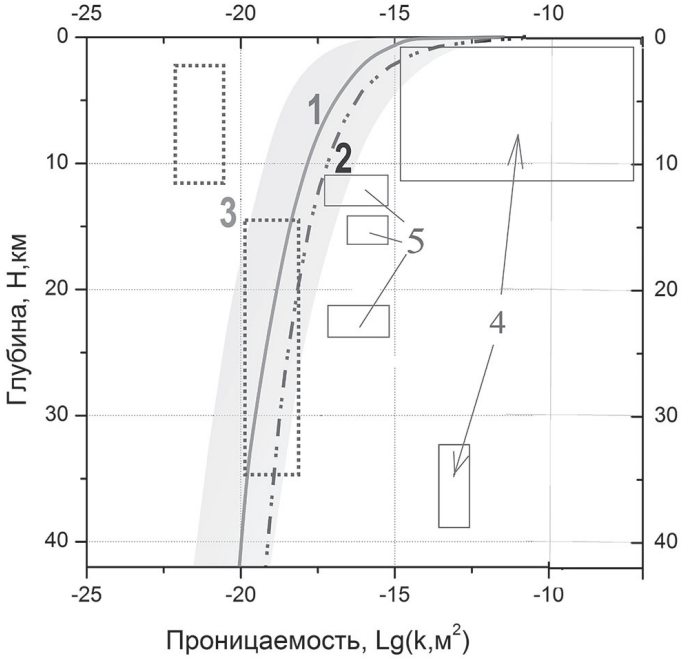


Рис. 1. Характерные значения проницаемости в литосфере согласно экспериментальным и геологическим данным: 1 – экспериментальные данные [Шмонов и др., 2002], 2 – оценки на основе геотермических данных и потоков флюидов при прогрессивном метаморфизме [Ingebritsen&Manning, 2010], 3 – оценки на основе геофизических данных [Ваньян, 1997], 4 – диапазоны наблюденных высоких значений проницаемости по сейсмологическим данным и 5 – диапазоны наблюденных высоких значений проницаемости по петрологическим данным [Ingebritsen & Manning, 2010]

Петрологические свидетельства высокой и быстро изменчивой проницаемости средней и нижней коры

В работах [Rojstaczer et al., 2008; Ingebritsen & Manning, 2010; и др.] большое внимание уделяется сильной изменчивости значений проницаемости, что, по мнению этих авторов, не позволяет приписывать конкретные значения проницаемости данной породе при данных *PT*-условиях. Значения проницаемости при этом оцениваются по косвенным данным, большей частью о скорости метаморфических процессов, а также о смещении в литосфере фронтов сейсмичности, отождествляемых с распространением фронтов повышенного давления флюида.

Значения проницаемости, полученные первоначально по данным о скорости метаморфических процессов [Manning & Ingebritsen, 1999], оказались на один-два десятичных порядка выше экспериментальных оценок (рис. 1). Однако эти оценки были получены как средние за всю длительность эпох активного метаморфизма, полагаемых продолжительностью в десятки миллионов лет. Более детальные и поздние петрологические данные указывают на существенно меньшую длительность эпох метаморфизма. Так, продолжительности активного этапа метаморфизма, полученные в [Ague & Baxter, 2007] для Шотландии, варьируют от 0,3 до 3 млн лет, а значения, приводимые для Коннектикут (США), составляют около 2 млн лет.

Соответственно такой длительности, значения проницаемости в течение эпох активного метаморфизма увеличиваются еще примерно на порядок. Но и эта оценка также относится к средней проницаемости за весь этап метаморфизма. В работах [Rojstaczer et al., 2008; Ingebritsen & Manning, 2010] приводятся свидетельства, что процесс метаморфизма протекает существенно неравномерно, и выделяются эпизоды резкой его активизации, продолжительностью в тысячи лет, а возможно и короче. Очевидно, что для таких отдельных эпизодов метаморфизма пиковые значения проницаемости окажутся еще существенно выше. Соответствующие диапазоны оценок в генерализованном виде представлены на рис. 1, эти области помечены цифрой 5.

Сейсмологические свидетельства высокой и быстро изменчивой проницаемости средней и нижней коры

По сейсмологическим данным оценки величин проницаемости земной коры и верхней мантии получают также косвенным образом, по данным о систематическом смещении положения гипоцентров землетрясений. Такие смещения принято трактовать как отражение перемещения в литосфере фронтов высокого флюидного давления. При этом наиболее естественно сопоставлять с флюидным режимом эпизоды «всплывания» очагов землетрясений – в этом случае они понимаются как отражение процесса отжимания флюида низкой плотности в верхние горизонты литосферы. Получаемые этим способом максимальные оценки проницаемости оказываются наиболее высокими. Генерализованные интервалы, получаемых таким способом значений проницаемости по подборке данных [Ingebritsen & Manning, 2010], представлены на рис.1, где они маркированы цифрой 4.

В качестве примеров возможной связи вариаций флюидного порового давления с сейсмичностью (аналоги ранее уже описывались разными авторами [Bosl & Nur, 2002; Miller et al., 2004]), рассмотрим несколько случаев систематических смещений (всплываний) очагов землетрясений, указывающих на возможность эпизодической реализации весьма высоких и изменчивых значений проницаемости. Первый пример касается изменений глубины афтершоков детально исследованного внутриплитового землетрясения Бхудж, $M_w = 7{,}7$, (2001 г.), Индия. Это землетрясение уникально по своему расположению вдалеке от границ плит, в платформенной области, высокой активностью и аномально большой длительностью афтершокового процесса, а также детальной изученностью, благодаря специально созданной локальной сети регистрации афтершоков, обеспечивающей достаточно точную их пространственно-временную привязку [Rodkin & Mandal, 2012]. Предполагается, что землетрясение Бхудж, локализованное в области древнего рифта, связано с глубинным выделением флюидной фазы, предположительно преимущественно CO_2 состава [Mishra & Zhao, 2003]. Тенденция изменения глубин очагов афтершоков этого землетрясения по [Rodkin & Mandal, 2012] показана на рис. 2, где точками даны средние значения глубины для последовательных по времени групп из 20 событий, с шагом 10 событий.

На рисунке хорошо видна тенденция равномерного по времени уменьшения средней глубины афтершоков от 25 до 15 км, прерываемая кратковременными эпизодами резкого роста их числа с резко меньшими глубинами очагов. Расчеты [Rodkin & Mandal, 2012] показали, что этим эпизодам, кроме роста интенсивности потока событий, отвечают относительно пониженные значения текущих величин

наклона графика повторяемости b-value и корреляционной фрактальной размерности *D*. Уменьшение значения b-value указывает на возрастание доли более сильных землетрясений. Уменьшение корреляционной размерности указывает на концентрацию сейсмического процесса на структуре меньшей размерности (например, на стягивание облака афтершоков к некоторой поверхности или даже к линейно вытянутой как бы одномерной структуре).

Сначала рассмотрим общую тенденцию равномерного и более медленного всплывания очагов землетрясений, которую довольно естественно связать с подъемом к поверхности фронта высоких концентраций и давления глубинного флюида. Используем для оценки средней величины проницаемости *K* модель [Miller et al., 2004], предложенную им для расчета аналогичного случая систематического смещения со скоростью *V* очагов роя землетрясений, также предположительно вызванного распространением фронта высокого давления флюида CO_2 состава (Северная Италия, 1997). Для расчета проницаемости в [Miller et al., 2004] используется формула:

$$V = K\,\Delta\rho/\eta\Pi \qquad (1)$$

где $\Delta\rho$ – разница плотностей вмещающих пород и флюида, η – вязкость, Π – пористость.

Скорость смещения фронта высокого порового давления оценим по линейной тенденции изменения глубины афтершоков со временем (рис. 2), которое происходит со средней скоростью около 1 км/год. Отсюда, используя значения параметров $\Delta\rho$, η, Π из [Miller et al., 2004], получаем оценку проницаемости $K \sim 10^{13}$ м^2. Такая оценка не противоречит другим оценкам проницаемости по сейсмическим данным (маркированы на рис. 1 цифрой 4).

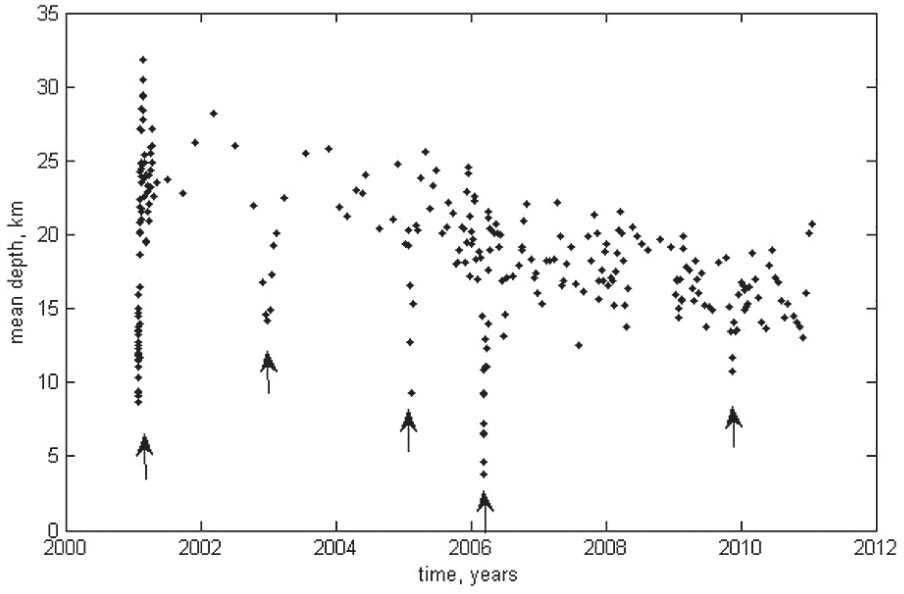


Рис. 2. Тенденция изменения средней глубины очагов H для внутриплитового землетрясения Бхудж, (2001 г.), M_w = 7,7. Эпизоды активизации афтершоковой последовательности указаны стрелками

Теперь обратим внимание, что общая тенденция равномерного всплывания очагов осложнена кратковременными эпизодами всплесков числа афтершоков с резким уменьшением их средней глубины. Продолжительность этих эпизодов, в среднем, существенно менее 10^{-1} года. Отсюда, по аналогии с приведенным выше расчетом, получаем, что связанная с этими эпизодами проницаемость будет еще примерно на два порядка выше, то есть, $K \sim 10^{-11}$, возможно до 10^{-10} м^2. Полученные оценки величин проницаемости экстремально велики, но также не выходят из диапазона значений, указывавшихся ранее для подобных ситуаций другими авторами: от $K \sim 10^{-16}$ м^2 до $K = 10^{-7..3}$ м^2 [Ingebritsen & Manning, 2010].

Естественно, эффект развития кратковременных эпизодов активизации афтершокового процесса с их быстрым всплыванием и уменьшением наклона графика повторяемости не ограничивается примером землетрясения Бхудж, (2011 г.). Аналогичные по своим характеристикам всплески афтершоковой активности были выявлены во всех недавних сильных землетрясениях – при мегаземлетрясениях Тохоку (2011 г., $M_w = 9{,}0$) и Андаманском (2004 г., $M_w = 9{,}0$) и для афтершоковой последовательности Симуширских землетрясений (2006 и 2007 гг., $M_w = 8{,}3$ и $8{,}2$) [Левин и др., 2011; Rodkin & Tikhonov, 2014].

Аналогичный эффект выявлен в [Rodkin & Tikhonov, 2016] по результатам анализа режима сейсмичности в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Выяснилось, что непосредственно в узкой окрестности сильного землетрясения очаги имеют тенденцию к всплыванию, при этом уменьшение их глубины быстро нарастает с приближением момента обобщенного сильного землетрясения. Наиболее естественно связать такой эффект с нарастанием развития трещиноватости к моменту сильного землетрясения.

На основании вышесказанного есть основание предположить, что развитие режима высокой проницаемости достаточно типично для фор- и афтершоковых последовательностей сильных землетрясений. Соответственно, и полученные выше оценки проницаемости также, по-видимому, следует признать хотя и экстремально высокими, но достаточно систематически повторяющимися.

В пользу быстрой изменчивости величин проницаемости свидетельствуют также изменения электропроводности и упругих свойств отдельных объемов верхней мантии и литосферы, также обычно объясняемые изменениями флюидного режима [Харин и др., 1996; Копничев и др., 2000; Mazabraud et al., 2005; и др.]. Наличие быстрых и значительных изменений электропроводности, а также скоростей сейсмических волн вряд ли возможно без изменений структуры порового пространства и, как следствие, проницаемости.

Обсуждение

Возникает вопрос: определяются ли значения и режим проницаемости только концентрацией и скоростью выделения флюида и скоростью залечивания пор и микротрещин, или на значения проницаемости сильно влияют и иные факторы? Действительно, наблюдаемая сильная и быстрая изменчивость величин проницаемости, электропроводности и скоростей сейсмических волн вряд ли может объясняться исключительно (предположительно довольно инерционными) изменениями концентрации флюида. Ведь порождаемые процессами дегидратации и гидратации изменения концентрации флюида, связаны со значительным выделением/поглощением тепла и со значительными изменениями локального объема породы. Фоно-

вая теплопроводность литосферы невелика, соответственно, эти процессы должны быть довольно инерционными.

В комплексе приведенных выше эмпирических данных обращает на себя внимание также существование двух режимов проницаемости – длительно сохраняющегося режима малой проницаемости и кратковременных эпизодов высокой.

Как уже упоминалось выше, данные экспериментальных исследований показали, что при *PT*-параметрах прогрессивного метаморфизма значения проницаемости, увеличиваются [Шмонов и др., 2002]. Следует напомнить, что эти результаты получены при нагревании в «сухих» условиях. Между тем присутствие поверхностно активной фазы – водного флюида может значительно интенсифицировать процесс терморазуплотнения. Мы предполагаем, что в этих условиях резкое увеличение проницаемости может быть вызвано возникновением положительной обратной связи между образованием микротрещин в процессе метаморфических преобразований пород, что приводит к росту проницаемости и активизируют движение глубинных флюидов и, в свою очередь, ускоряет течение процессов метаморфизма. Экспериментальные данные, полученные для образцов амфиболитов, которые нагревали в сухих условиях (в атмосфере азота) или при насыщении водой [Zharikov et al., 1993] подтверждают это предположение. В ходе исследований установлено, что при нагревании сухих и водонасыщенных образцов их пористость и проницаемость возрастают с увеличением температуры. Однако величины пористости и проницаемости образцов, которые нагревались в присутствии воды, выше, чем у сухих при тех же температурах, а величины пористости и проницаемости образцов, которые выдерживались под давлением воды 24 ч, выше, чем 3-часовых при тех же температурах. Установлено, что причиной увеличения пористости и проницаемости при нагревании является увеличение плотности и раскрытия дилатансионных микротрещин.

Предложенная интерпретация предполагает приуроченность глубинных сдвиговых зон к границам метаморфических превращений. Детальные геологические исследования дают убедительные примеры таких совпадений. Так, в работе [Angibosust et al., 2014], посвященной детальным геолого-петрологическим исследованиям разреза вскрытых эрозией глубинных сдвиговых зон в Альпах, указывается как на совпадение сдвиговых зон с фронтами метаморфизма, так и на наличие в этих зонах канализированного потока глубинных флюидов, отжимаемых из глубоких горизонтов зоны субдукции.

Литература

Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М. : Научный мир, 1997, – 218 с.

Жариков А.В., Родкин М.В. Проницаемость литосферы – результаты лабораторных измерений и оценка на основе особенностей сейсмического режима // Тринадцатая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, 1-3, Борок 4 октября 2012 г.): Материалы конференции. М.: ИИЦ ИФЗ РАН. 2012. С. 89–93.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М. : Наука, 2009. – 328 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под ред. В.П. Орлова и Н.П. Лаверова. М. : МФ «Технонефтегаз», 1998. – 260 с.

Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н., Шепелев О.М. Временные вариации поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Доклады академии наук. 2000. Т. 374. № 1. С. 99–102.

Левин Б.В., Родкин М.В., Тихонов И.Н. Великое Японское землетрясение // Природа. 2011. № 10. С. 14–22.

Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М. : Нац. Геоф. Ком., 1993, – 194 с.

Ткачук Э.И. Закономерности вертикальной изменчивости параметров трещиноватости и фильтрационных свойств скальных массивов // Инженерная геология. 1992. № 4. С. 3–25.

Харин Е.П., Кузнецова В.Г., Городыский Ю.М. и др. Особенности временных изменений передаточных функций геомагнитного поля в Закарпатье // Геофизический журнал. 1996. Т. 18. №3. С. 76–83.

Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры. М. : Научный мир, 2002. – 216 с.

Ague J.J., Baxter E.F. Brief thermal pulses during mountain building recorded by Sr diffusion in apatite and multicomponent diffusion in garnet // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 261. P. 500–16.

Angibosust S., Pettke Th., de Hoog J.C.V., Caon B., Oncken O. Channelized Fluid Flow and Eclogite-facies Metasomatism along the Subduction Shear Zone // J. of Petrology. 2014. V. 55. № 5. P. 883–916.

Bosl W.J., Nur A. Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B12. P. 2366.

Connolly J.A. The Mechanics of Metamorphic Fluid Expulsion // Elements. 2010. V. 6. P. 165–172.

Ingebritsen S.E., Manning C.E. Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism // Geofluids. 2010. V. 10. P. 193–205.

Huenges E., Erzinger J., Kuck J., Engeser B., Kessels W. The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101 m depth // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 18255–18265.

Mazabraud Y., Bethoux N., Guilbert J. et al. Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France // Geophys. J. Int. 2005. V. 160. № 1. P. 161–178.

Miller S.A., Collettini C., Chiaraluce L., Cocco M., Barchi M., Kaus, B.J.P. Aftershocks driven by a high pressure CO_2 source at depth // Nature. 2004. V. 427. P. 724–727.

Mishra O.P., Zhao D. Crack density, saturation rate and porosity at the 2001 Bhuj, India, earthquake hypocenter: a fluid-driven earthquake? // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 393-405.

Rodkin M.V., Mandal P. A possible physical mechanism for the unusually long sequence of seismic activity following the 2001 Bhuj M_w 7.7 earthquake, Gujarat, India // Tectonophysics, 2012. V. 536–537. P. 101–109.

Rodkin M.V., Tikhonov I.N. Seismic Regime in the Vicinity of the 2011 Tohoku Mega Earthquake (Japan, $M_w = 9$) // Pure and Applied Geophysics. 2014. V. 171. Iss. 12. P. 3241–3255.

Rodkin M.V., Tikhonov I.N. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake // Physics and Chemistry of the Earth. 2016. V. 95. P. 73–84.

Rojstaczer S.A., Ingebrirsen S. E., Hayba D.O. Permeability of continental crust influenced by internal and external forcing // Geofluids. 2008. V. 8. P. 128–139.

Zharikov A.V., Pek A.A., Lebedev E.B., Dorfman A.M., Zebrin S.R. The effect of water fluid at temperature up to 850oC and pressure of 300 MPa on porosity and permeability of amphibolite // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1993. V 76. № 3/4. P 219–227.

УДК 551.24+550.34

О ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.В. Ружич[1], А.А. Остапчук[2]

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск
[2] Институт динамики геосфер РАН, Москва

Обсуждаются новые материалы, собранные при геологическом изучении условий образования сейсмодислокаций сильных землетрясений, возникших на земной поверхности, а также в эксгумированных сегментах зон разломов Монголо-Байкальского региона Центральной Азии. Изложены авторские представления о PT-условиях, оптимальных для зарождения очагов сильных землетрясений в сейсмофокальном горизонте земной коры и о способствующих этому факторах. Показано, что именно мультидисциплинарное изучение эндогенных условий зарождения очагов сильных землетрясений позволяет разрабатывать более эффективные подходы к обеспечению сейсмобезопасности населения за счет снижения инженерно-сейсмического риска.

Введение

В настоящее время общеизвестно, что подготовка опасных очагов землетрясений с $M \geq 7{,}5$–$8{,}9$ связана с зонами протяженных разломов и их зарождение происходит в глубинах литосферной оболочки Земли, являющихся труднодоступными для изучения. К сожалению изучение сейсмогеологических процессов неравномерно рассредоточено между отдельными группами сейсмологов, физиков, геомехаников, экспериментаторов при весьма ограниченном участии геологов. В относительно редких обобщающих монографических работах [Scholz, 2006; Кочарян, 2016] авторы предпринимают попытки в достижении понимания природы глубинных сейсмогеологических процессов с относительно согласованных позиций физики, эксперимента, геомеханики и частично некоторых разделов геологии. Однако до настоящего времени изучение сейсмогеологических явлений во многом ведется без достаточного учета огромных размеров очагов сильных землетрясений и длительности их подготовки на протяжении многих сотен и даже тысяч лет. Также без детального рассмотрения остаются связи геологических условий сейсмогенерации, возникающих в зонах разломов, с происходящими трибохимическими процессами преобразования горных пород в условиях стресс-метаморфизма на разных глубинных уровнях литосферы. Ниже приводятся результаты геолого-геофизического изучения строения и формирования крупномасштабных очагов землетрясений в пределах геодинамически взаимодействующих с позднего палеозоя литосферных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающих Байкальскую риф-

товую зону и область коллизионных процессов на территории Монголии [Буслов, 2011]. Обсуждаются вопросы применения поступающих новых сведений для решения проблем обеспечения сейсмобезопасности.

Последствия приповерхностностной сейсмотектонической деструкции при сильных землетрясениях в Монголии

При картировании поверхностных систем сейсмодислокаций разрушительных землетрясений, например, Гоби-Алтайского (1957 г.) с M = 8,1, отмечалось характерное сочетание относительно гладких участков зоны с межразломными перемычками, где в моменты вспарывания возникали разветвление разрывов или их затухание [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Подобные примеры возникновения и характерного проявления косейсмических разрывных нарушений в зонах разломов также фиксировались при Цэцэрлэгском (M_w = 8,0) и Болнайском (M_w = 8,3–8,5) катастрофических землетрясениях, произошедших на территории северной Монголии, соответственно, 9 и 23 июня 1905 г. Возникшие при них зоны левосторонних взбросо-сдвиговых сейсмодислокаций с протяженностью 150 и 276 км, детально обследовались многими экспедициями [Вознесенский, 1908; Rizza et al., 2015] (рис. 1).

Примечательно, что близкое по времени и пространственному геоструктурному расположению зон сейсмодислокаций может свидетельствовать об инициации более сильного Болнайского землетрясения предшествующим Цэцэрлэгским. Важно отметить, что имевшая место инициация во многом обусловлена деформациями, связанными с трансформацией левосторонних сдвиговых смещений от Цэцэрлэгской зоны сейсмодислокаций к Болнайской зоне, в пределах которой смещения распространились в субширотном направлении преимущественно к востоку. Подобные дуплетные очаги сближенных землетрясений проявляются и в других регионах [Кочарян, 2016].

Повышенное внимание при детальном обследовании сейсмодислокаций уделялось изучению степени дислокационного метаморфизма горных пород в разломах, испытавших сейсмогенное обновление. В районе зоны Терактинского сегмента сейсмогенного Северо-Хангайского разлома был отобран образец зеркала скольжения в палеозойских гранитах, на поверхности которого обнаружено пленочное псевдотахилитовое покрытие [Ружич, 1992, 1997]. Судя по изученному со-

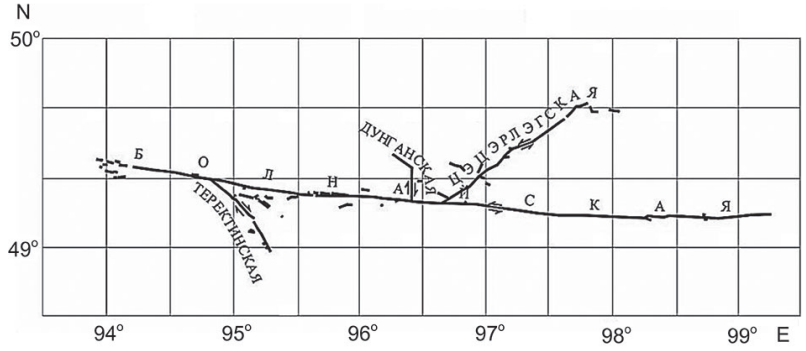


Рис. 1. Схема строения сейсмодислокаций Цэцэрлэгского и Болнайского землетрясений. Составлена в 2001 г. по результатам наземных исследований в составе совместной Японско-Монгольской экспедиции при участии В.В. Ружича

ставу горной породы, данное зеркало скольжения возникло в среднепалеозойское время. При эксгумации зоны Северо-Хангайского разлома его сегмент с косейсмическими разрывами был экспонирован и стал доступен для геологического изучения [Ружич, 1992, 1997; Соболев и др., 2015].

Представляют интерес оценки длительности временных интервалов между сильными палеоземлетрясениями. По результатам радиоуглеродных датировок ископаемых материалов в нарушенных почвенных слоях были получены данные абсолютных возрастов палеосейсмических катастроф. В первом приближении установлено, что расчетное значение средней скорости сейсмогенного скольжения крыльев разломов в зоне косейсмических разрывов Болнайского разлома составляет порядка 3–7 мм/год. В 1985–1995 гг. в зоне сейсморазрывов Гоби-Алтайского землетрясения (1957 г.) на двух оборудованных полигонах в урочище Хутусудж и в долине р. Тормхон были проведены геодезические измерения, которые показали, что после землетрясения сохранилась левосторонняя сдвиговая направленность горизонтальных смещений, и осредненная скорость крипа составляет порядка 1–2 мм/год [Ружич и др., 1996].

Таким образом, типичными последствиями проявлений сильных землетрясений является огромная протяженность сложно построенной систем сейсмодислокаций, вышедших из глубин земной коры на земную поверхность, что дает наглядное представление о соответствующих морфологических параметрах очаговой области Гоби-Алтайского, Болнайского и Цэцэрлэгского землетрясений, возникших в зонах длительно живущих Долиноозерского и Северо-Хангайского разломов. Наличие оперяющих ответвлений зоны сейсмогенного вспарывания указывает на то, что очаговые косейсмические смещения в верхней части земной коры распространялись по уже существующим системам многократно залеченных разрывов различных направлений с периодами повторяемости сотни – первые тысячи лет. Комплексное геолого-геофизическое изучение моментов проявления сейсмических сотрясений показало, что очаги сильных землетрясений формируются при косейсмическом вспарывании разномасштабных участков зон сейсмогенерирующих разломов. Этот процесс с последовательными переходами на более высокие масштабные уровни, можно наблюдать и в лабораторных условиях [Ружич, 1997]. Зафиксированное многоуровневое вспарывание разрывных нарушений в интервале модального распределения от 1–10 км до сегментов 30–40 км и до 250–370 км, характерно для рассмотренных зон сейсмодислокаций. Подобный деструктивный процесс в геологической среде находит объяснение в известной кинетической концепции прочности твердых тел С.Н. Журкова [1968], что было подмечено и использовано его последователями, в частности, [Ружич, 1997; Соболев и др., 2016 и др.]. С позиций мезомеханики можно констатировать, что очаги очень сильных землетрясений имеют многоуровневое строение, и механизм их возникновения, согласно ЛНТ-модели, есть следствие лавинного объединения нескольких источников сейсмического излучения, возникших на месте глубинных неустойчивостей в зонах сейсмогенерирующих разломов.

Изучение глубинных процессов возникновения развития косейсмических разрывов в эксгумированных зонах разломов

Для выяснения условий возникновения косейсмических разрывных нарушений в глубинных сегментах зон разломов на сейсмофокальных глубинах земной

коры континентов проводилось геолого-структурное и петрологическое изучение эксгумированных геоблоков, выведенных на земную поверхность после денудации верхней части земной коры в местах тектонических поднятий. Исследования осуществлялись в пределах раннепалеозойского коллизионного шва, возникшего при аккреции микроплиты Ольхонского террейна к юго-восточной окраине древнейшего Сибирского кратона. В кайнозойский рифтогенный этап тектонического развития на западной окраине Байкальской рифтовой впадины возникла сейсмоактивная зона Приморского рифтогенного разлома протяженностью порядка 250 км. В пределах зоны Приморского разлома к настоящему времени на земной поверхности стали доступными для визуального геологического изучения горизонты земной коры, располагавшиеся ранее на сейсмофокальных глубинах. Таким образом, в местах геоблоковой эксгумации глубинных сегментов шовной зоны геолого-геофизическими методами проводилось изучение строения докайнозойских косейсмических разрывных нарушений, которые можно рассматривать как рудименты в основании зоны Приморского разлома. При выявлении древних косейсмических разрывных нарушений одним из главных признаков при выявлении и изучении устройства эксгумированных геолого-структурных объектов принимались зеркала скольжения, возникающие в разломе при трении в местах контактирования неровностей [Ружич, 1992, 1997; Соболев и др., 2015, 2016]. Дополнительными признаками глубинного древнего генезиса косейсмических разрывов являются показатели стресс-метаморфической переработки горных пород в условиях высоких сдвиговых напряжений и трения скольжения. Геологам хорошо известно, как в результате фрикционного разогрева и поступления флюидов разного химического состава возникает соответствующий состав минерального заполнения трещин и пленочных покрытий на плоскостях зеркал скольжения вещества горных пород, а также фрикционного разогрева до плавления минералов и возникновения жил псевдотахилитов. Во внимание принимались возрастные показатели породных массивов, вмещающих разрывные нарушения и другие петрологические сведения о пространственных и временных проявлениях магматических, метасоматических и гидротермальных процессов при залечивании сейсмогенных разрывных нарушений. Сохранившиеся трибохимические изменения позволяют восстанавливать геомеханические *PT*-условия при возникновении древних глубинных систем косейсмических разрывных нарушений в зонах сейсмогенерирующих разломов на сейсмофокальном глубинном уровне. В качестве примеров на рис. 2 можно видеть строение зоны разлома взбросо-сдвигового типа с зеркалами скольжения, по которой с рифейскими амфиболовыми плагиогнейсами Приморского комплекса контактирует гранитный массив раннепалеозойского возраста.

При изучении шлифов из образцов горных пород из зон разломов, зафиксированы признаки разгнейсования, катаклаза и милонитизации в разрывных нарушениях раннепалеозойского гранитного массива. В их внутренних участках с зеркалами скольжения происходили процессы хрупкого истирания, последствия которых видны в виде мелкозернистых агрегатов зерен кварца и полевых шпатов при подчиненном количестве серицита, хлорита и рудных железистых минералов. В процессе стресс-метаморфического преобразования гранитного массива в нем возникли новообразованные минералы – серицит и хлорит, слагающие тонкие слойки, что придает породе гнейсовидный облик, явственно видимый вблизи главного разрывного нарушения. В ряде мест распространения более древних глубинных разрывных нарушений наряду с зеркалами скольжения были выявлены и псевдотахилиты,

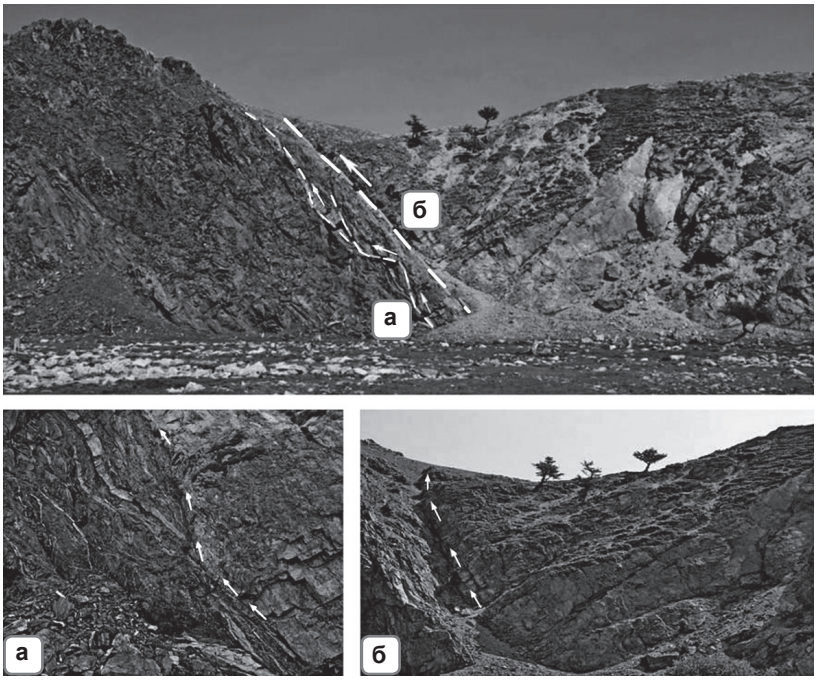


Рис. 2. На верхнем снимке можно видеть строение одного из древних глубинных сегментов в пределах зоны Приморского разлома, в котором выделены косейсмические разрывные нарушения разных возрастов и масштабов: а – мелкими стрелками обозначена зона древнего сместителя в месте расположения неровности; б – крупной стрелкой и пунктиром отмечена плоскость скольжения в разломе со взбросо-сдвиговым типом смещений средне-верхнепалеозойского периода активизации смещений в период рифтогенеза

рассматриваемые как продукты фрикционного нагрева в моменты косейсмического скольжения. По известным минералам «геотермометрам» и «геобарометрам» были рассчитаны температура и давление, при которых происходила кристаллизация амфибола из диоритовых породных массивов, вмещающих трещины с псевдотахилитами. По петрологическим расчетам В.Б. Савельевой установлено, что при подвижках в разломе в диорите происходила кристаллизация минералов кальциевых чермакита и роговой обманки при температуре ≈880 °С и давлении около 3 кбар. Это позволяет сделать вывод, что уровень эрозионного среза в изучаемом сегменте зоны Приморского разлома в настоящее время составляет не менее 10 км. В массе псевдотахилита, возникшего при фрикционном скольжении, температура кристаллизации роговой обманки составляла 850–950 °С и давление около 5–5,5 кбар. Также было установлено, что в моменты быстрых косейсмических смещений давление мгновенно увеличивалось до значений 2,0–2,5 кбар, а температура фрикционного разогрева от исходных значений (400 °С) дополнительно увеличивалась на 500 °С, достигая стадии плавления. Присутствие в частично раскристаллизованных псевдотахилитах новообразованного минерала барруазита, является дополнительным свидетельством проявления повышенного стресса, поскольку он считается характерным минералом метаморфических комплексов высоких давлений.

В рассматриваемом районе исследований авторами были выявлены трещины скалывания, заполненные турмалином в сочетании с кварцевой минерализацией.

Этот тугоплавкий минерал чаще всего возникает при наличии борсодержащих флюидов в проявлениях вулканических процессов, типичных для островных дуг, где во вмещающих породах существовали *PT*-условия, соответствующие амфиболитовой фации регионального метаморфизма: $T = 650–800$ °C, $P =$ до 8,5 кбар. Примечательно, что в некоторых трещинах обнаружены зеркала скольжения, свидетельствующие о проявлениях косейсмических смещений. Изучение шлифов показало, что при скольжении тугоплавкий турмалин проявлял вязкопластические свойства. Согласно анализу, проведенному в 2017 г. А.В. Травиным (ИГМ СО РАН) по 40Ar/39Ar методу, получены следующие значения возраста: 719±81 и 737±42 млн лет. Датировка по мусковиту, отобранному в более молодых трещинах растяжения, имела значения 415±4 млн лет, что указывает на активизацию разломов в период формирования коллизионного шва. Изложенные сведения об устройстве глубинных сегментов разломов Прибайкалья, в которых выявлены косейсмические разрывные нарушения позволяют составить представления о малоизвестных процессах подготовки и проявлениях сейсмогенерирующих источников в условиях соответствующих реальным геологическим условиям.

Обсуждение и анализ результатов

Изучение глубинных условий зарождения очагов очень сильных землетрясений на сейсмофокальном уровне в недрах континентальной земной коры позволяет с большей определенностью воспроизводить реальные *PT*-условия. С учетом известного в классической геологии метода актуализма можно оценивать течение современных глубинных процессов сейсмотектонической деструкции по сведениям из геологического прошлого. Следовательно, о современных процессах подготовки землетрясений на уровне сейсмофокальных горизонтов можно судить на основании выявленных сведений о палеогеодинамике и *PT*-условиях, в которых формировались глубинные косейсмические разрывы как элементы палеоочагов землетрясений, происходивших на сейсмофокальном уровне в земной коре в эпохи неопротерозойских сейсмотектонических активизаций. Становится очевидным, что по глубинному уровню подготовка очагов очень сильных землетрясений с $M \geq 7,5–8,5$ происходит в обстановке, где имеют место термобарические параметры зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. По геоструктурному уровню оптимальная обстановка нередко обнаруживается в местах сочленения разнонаправленных разломов, упрочненных межразломных перемычек, а также в пределах участков контактного взаимодействия неровностей на участках контактного взаимодействия крупных неровностей, находящиеся в состоянии фрикционной сдвиговой неустойчивости в глубинных участках зон долгоживущих разломов.

Другой принципиально важный вывод о том, что в настоящее время у исследователей нет возможностей инструментальными методами фиксировать трибохимические режимы и стартовые срывы в моменты зарождения высокоскоростных сейсмогенных подвижек при зарождении очагов сильных землетрясений. Они пока еще малоизучены и воспроизводятся ретроспективно при возникновении трибофизических неустойчивостей в глубинных сегментах разломов. Данное обстоятельство не позволяет рассчитывать на надежный краткосрочный прогноз очень важного параметра «время» возникновения катастрофических землетрясений. Поэтому по-прежнему остается трудно разрешимой проблема более эффективного обеспечения сейсмобезопасности.

Как достойная альтернатива существующим подходам может рассматриваться другой подход, основанный на осуществлении техногенных управляющих воздействий на глубинные сегменты зон разломов, в которых перед проявлением сильного сейсмического события появляются распространенные на большой территории многочисленные предвестниковые признаки: деформометрические, сейсмологические, гидродинамические, магнитотеллурические, электромагнитные и многие другие. Они обычно фиксируются за несколько лет в периоды проявления финальной стадии подготовки очагов сильных землетрясений. Определение местоположения подобных потенциальных очагов сильных землетрясений возможно с применением имеющихся технических средств. Исследования по данной тематике в России и странах СНГ ведутся в течение нескольких десятилетий, что отражено в многочисленных работах, например, в [Psakhie et al., 2007; Мирзоев, 2009; Кочарян и др., 2017]. К настоящему времени достигнут огромный технический прогресс при разработке эффективных технологий в сфере добычи углеводородов на природных месторождениях. Их можно эффективно использовать при управляющих воздействиях на режимы подготовки очагов землетрясений, что уже реализуется в проектах таких стран как США, Япония, Китай, Германия [Guglielmi et al., 2015]. Например, используется огромный опыт применения способов закачек жидкостей и подземного гидроразрыва, в сочетании с технологией горизонтального бурения скважин в зонах разломов. Для проведения виброимпульсных управляемых влияний на глубинные участки разломов может быть использована разработанная российскими специалистами технология плазменно-импульсного воздействия на подземные пласты с использованием резонансных явлений. Исходя из накопленного опыта натурных испытаний, проводимых в геологической и ледовой средах, важно сочетать виброимпульсную нагрузку с инжектированием в разломы водных растворов для плавного снижения сдвигового сопротивления в местах контактного взаимодействия неровностей, что позволяет плавно уменьшать скорости скольжения в разломах и энергию сейсмической диссипации.

На практике очень сложно выявлять и учитывать все детали распределения шероховатости и сдвигового сопротивления в реальной системе скольжения в зонах разломов. Поэтому при создании технологии управления подготовкой землетрясений на поздней стадии созревания их очагов целесообразно и создание сервоприводов, что позволит в процессе проведения воздействий через обратную связь своевременно реагировать на изменения комплекса базовых геодинамических параметров, например, сдвигового сопротивления, деформаций и сейсмоакустической эмиссии. Это особенно важно в виду сложного строения (шероховатости) скользящей поверхности в разломах, которая зачастую остается скрытой от наблюдений. На практике при проведении испытаний применение сервоприводов особенно актуально, так как следует учитывать многообразие режимов подготовки масштабных очагов сильных землетрясений в нескольких отстоящих друг от друга сегментах сближенных и геодинамически взаимосвязанных сегментах разломов. Инициировать техногенными воздействиями очень сильное землетрясение посредством локализованного в одном сегменте разлома источника инициации техногенного вспарывания систем разломов с протяженностью очагов в сотни километров не удавалось даже мощными подземными ядерными взрывами с мегатонными зарядами. Тем не менее, подобная вероятность должна автоматически учитываться при разработке сценариев воздействий, поскольку уже есть уроки трагических последствий, например, при разработке месторождений в районах гг. Газли и Нефтегорска.

Заключение

Существующий сегодня уровень долго- и среднесрочного видов прогноза землетрясений достаточен для выявления районов подготовки потенциально опасных очагов землетрясений, учитывая сведения о том, что они нередко могут возникать примерно в одном и том же районе. Этот подход уже многие годы широко используется для вероятностных оценок сейсмической опасности в рамках общего и детального видов сейсморайонирования. Однако он опирается на недостаточно обоснованные данные об энергетическом потенциале потенциальной сейсмической угрозы. Практически отсутствуют сведения о времени возникновения потенциального землетрясения. Поэтому моменты возникновения опасных ожидаемых землетрясений можно ожидать столетиями, затрачивая огромные невосполнимые ресурсы на мероприятия по поддержанию сейсмостойкости сооружений.

Для восполнения дефицита сведений о сложной и малоизученной латентной стадии подготовки очагов разрушительных очагов землетрясений в глубинных горизонтах земной коры и о факторах их инициации природными и антропогенными энергетическими источниками по триггерным механизмам необходимо применение комплексного подхода к решению проблемы повышения эффективности способов противодействия сейсмогеологическим катаклизмам. При разработке технологии предупреждения сильных землетрясений в рамках обсуждаемого подхода его экспериментальную проверку целесообразно проводить на полигонах, удаленных на безопасное расстояние от населенных пунктов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-01271).

Литература

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупно-амплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.

Вознесенский А.В. Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 года на Танну-Ола. Иркутск : Изв. Вост.-Сиб. РГО. 1908, Т. XXXV. № 2.

Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко. М. : Изд-во АН СССР. 1963. – 384 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.

Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. 1968. № 3. С. 46–52.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС, 2016. – 432 с.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Мартынов В.С. Изменение режима деформирования разлома в результате инжекции флюида // ФТПРПИ. 2017. № 2. С. 20–28.

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.

Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1997. – 144 с.

Ружич В.В. Тектонический крип в зонах сейсмоактивных разломов Прибайкалья и Монголии // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск : Наука. Сиб. изд. фирма. 1996. С. 123–128.

Ружич В.В. О геологическом выявлении палеоочаговых зон сильных землетрясений в местах глубоких денудационных срезов // Физические и сейсмогеологические основы прогнозирования разрушения горных пород. М. : Наука. 1992. С. 10–14.

Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Ружич В.В., Иванова Л. А., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Исследование нанокристаллов в образце зеркала скольжения // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 1–12.

Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Киреенкова С.М., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Щербаков И.П. Нанокристаллы в горных породах. М. : ГЕОС. 2016. – 102 с.

Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., Henry P., Elsworth D. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip // Science. 2015. Vol. 348. P. 1224–1226.

Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V. et al. A new way to manage displacements in zones of active faults // Tribology International. 2007. V. 40. № 6. P. 995–1003.

Rizza M., Ritz J-F., Prentice C., Vassallo R., Braucher R., Larroque C., Arzhannikova A., Arzhannikov S., Mahan S., Massault M., Michelot J.-L., Todbileg M., ASTER Team. Earthquake geology of the Bolnay fault (Mongolia) // Bulletin of Seismological Society of America. 2015. Vol. 105. № 1. P. 72–93.

Scholz C.H. The Strength of the San Andreas Fault: A Critical Analysis / Earthquakes: radiated energy and the physics of faulting. In: Abercrombie R., McGarr A., Di Toro G., Kanamori H. (Eds), Geophysical monograph, AGU. 2006. P. 301–313.

УДК 550.34

СТРУКТУРА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ (РАЗЛОМНЫХ) ЗОН, СКОРОСТЬ ДЕФОРМАЦИИ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Е.Г. Бугаев[1], С.Б. Кишкина[2]

[1] ФБУ «НТЦ ЯРБ», Москва
[2] ИДГ РАН, Москва

На примере геодинамических и сейсмических условий района Ростовской АЭС рассмотрено моделирование прогнозных пределов и прогнозных графиков повторяемости для разных условий деформирования с учетом структуры и скорости деформации геодинамических зон. Достоверность результатов моделирования контролируется наблюденными графиками повторяемости магнитуд рассматриваемого района и районов проявления катастрофических землетрясений. Результаты моделирования рекомендуется рассматривать при разработке превентивных мер по снижению последствий катастрофических землетрясений.

Введение

Одной из проблем оценки сейсмической опасности на платформах является недостаточный объем сейсмологических данных. Площадки АС должны размещаться в пределах тектонических блоков, ненарушенных геодинамическими зонами – зонами вероятных очагов землетрясений (ВОЗ). Под геодинамической зоной понимается ось активизированной в четвертичное время межблоковой границы, включающей в себя разломы разного порядка, в том числе активные. Отсутствие достоверной статистики землетрясений не позволяет определить степень современной активности зоны ВОЗ и оценить повторяемость землетрясений для разной интенсивности. В этих условиях необходима методика оценки повторяемости землетрясений, которая опирается не на сейсмические, а на имеющиеся данные о структуре и геодинамике рассматриваемого района.

Опираясь на мировые данные о параметрах очагов землетрясений и их связь с параметрами зон ВОЗ была создана методика [Бугаев, 2014; Бугаев и др., 2015] построения прогнозных графиков повторяемости. На базе этой методики, используя имеющихся данные по инженерным изысканиям района, обосновывается положение площадки Ростовской АЭС в пределах тектонического блока, ненарушенного геодинамическими зонами; оценивается повторяемость и условия возможного проявления землетрясений, включая катастрофические.

Используемые методы

Методика формализованной оценки прогнозных пределов и прогнозных графиков повторяемости магнитуд землетрясений основана на совместном анализе сейсмотектонических данных и геодинамических условий.

Анализ зависимости предельных параметров сейсмогенных дислокаций [Хромовских, 1995] и очагов землетрясений [Раутиан, 1988] позволил установить возможные предельные магнитуды $M_{мах}$ и деформации в зависимости от размера L_o очага для двух типов землетрясений: вялых и жестких. В очагах вялых землетрясений деформации не превышают упругого $e_y \sim 3{,}2 \cdot 10^{-5}$ предела, принятого для Земли в целом. Для жестких находятся в диапазоне от $e_y \sim 3{,}2 \cdot 10^{-5}$ до хрупкопластического $e_{х\text{-}п}$ предела включительно. Величина e_y не зависит от размера L_o(км) очага, а величина $e_{х–п}$ уменьшается с увеличением L_o(км) и при L_o(км) → к 1000 км стремиться к $e_y \sim 3{,}2 \cdot 10^{-5}$ [Бугаев, Спивак, 2002; Бугаев, 2011]:

$$\lg e_{х\text{-}п} \sim -0{,}5 \cdot \lg L_o - 3{,}0. \quad (1)$$

Предельные магнитуды $M_{прв}$ «вялых» и $M_{пржс}$ «жестких» землетрясений определяются соотношениями вида:

$$M_{прв} \sim 1{,}5 \cdot \lg L_o + 4{,}0; \quad (2)$$

$$M_{пржс} \sim 0{,}5 \cdot \lg L_o + 7{,}0. \quad (3)$$

Для перехода от соотношений (2) и (3) к аналогичным соотношениям для зон ВОЗ учитывалось соотношение протяженности $L_з$ зоны ВОЗ и максимального размера очага L_o в зоне ВОЗ, равное коэффициенту подобия $k_п$.

Эмпирическая зависимость сейсмического момента M_o от магнитуды M (по Ю.В. Резниченко) и зависимости M_o от модуля сдвига μ, средней амплитуды и пло-

щади подвижки в очаге использованы для оценки зависимости $M_{мах}$ от протяженности $L_з$(км), градиента скорости тектонических движений $G_з$ (или скорости деформации, в год) в зоне ВОЗ и времени ожидания $T_{ож}$(лет) максимального землетрясения $M_{мах}(L_з, G_з, T_{ож})$ [Бугаев, 1999]:

$$M_{мах} = 5{,}0 + 1{,}875 \cdot \lg L_з + 0{,}625 \cdot \lg G_з + 0{,}625 \cdot \lg T_{ож}. \qquad (4)$$

Скорость деформации $G_з$ в геодинамических зонах изменяется от 10^{-10} до 10^{-5} в год (по геодинамическим) и может достигать 10^{-3} в год (по геодезическим) данным. Соотношение (4) получено при $\mu = \text{const} = 3{,}5 \cdot 10^{-10}$ Па.

Результаты детальных инженерных изысканий района размещения Ростовской АЭС позволили установить структуру геодинамических зон, их протяженности и скорость четвертичной деформации в них. Аналогичные исследования были проведены и в районах размещения других АЭС. Анализ полученных данных показал, что протяженность зон изменяется от ~10 до ~300 км, а их частотное распреде-

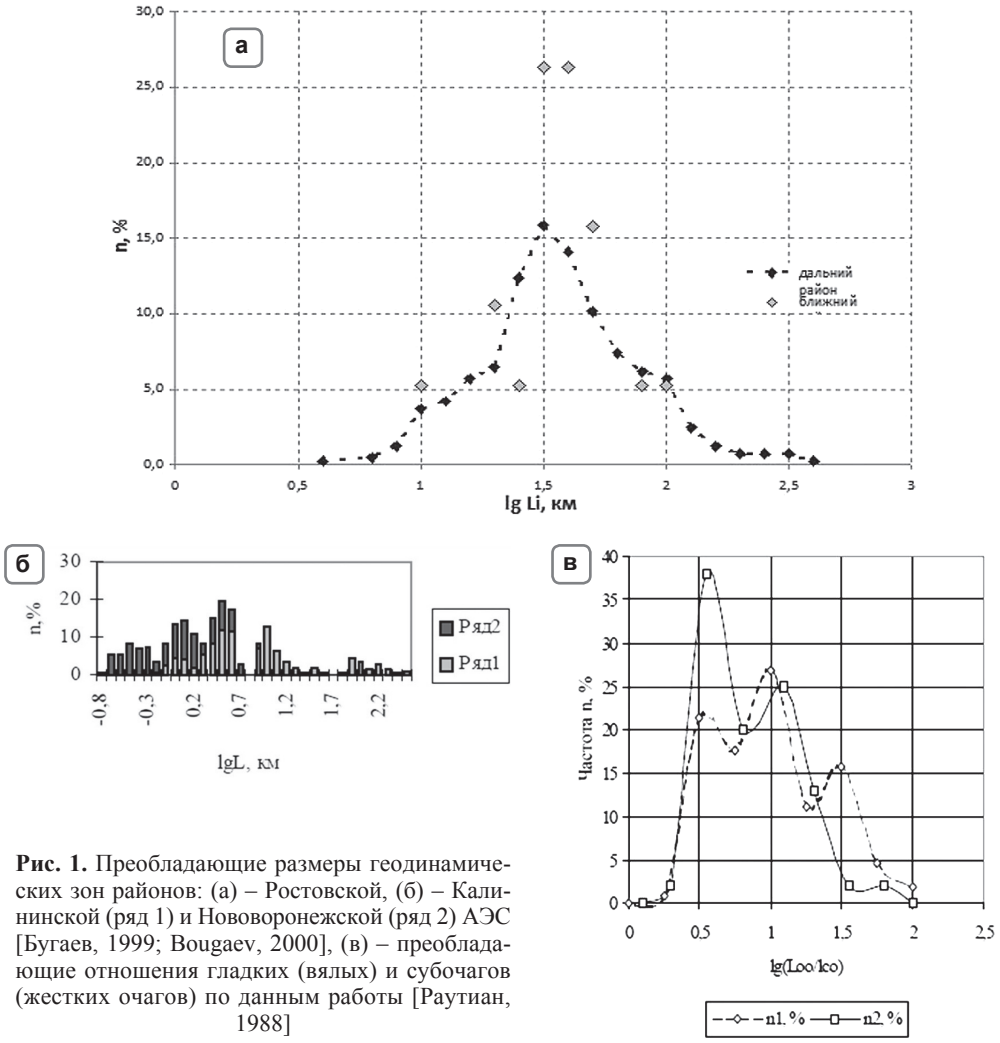


Рис. 1. Преобладающие размеры геодинамических зон районов: (а) – Ростовской, (б) – Калининской (ряд 1) и Нововоронежской (ряд 2) АЭС [Бугаев, 1999; Bougaev, 2000], (в) – преобладающие отношения гладких (вялых) и субочагов (жестких очагов) по данным работы [Раутиан, 1988]

ление протяженностей геодинамических зон подчиняется модели «кусковатости» геофизической среды академика М.А. Садовского [Садовский, 1979; Садовский, Писаренко, 1991] с коэффициентом подобия $k_п \sim 3{,}2$ (рис. 1).

С учетом дискретности геодинамических зон и очагов землетрясений принимается модель распределения зон ВОЗ, дискретные свойства которой, в свою очередь, использованы для формализованной оценки кривых фрактальности, прогнозных пределов и прогнозных графиков повторяемости магнитуд землетрясений (далее – прогнозные пределы и прогнозные графики). Дискретные свойства модели задаются параметрами арифметической и геометрической прогрессии:

$$\lg L_i = \lg L_1 - d^*(i - 1), \qquad (5)$$

Здесь L_i(км) – преобладающие размеры зон ВОЗ; $N_с(i)$ – количество зон ВОЗ (составных элементов модели) ранга i; d – разность арифметической прогрессии, равная ~0,5 (или десятичному логарифму коэффициента подобия $k_п$); $i = 1, 2, 3, ..., n$, где n – ранг составного элемента модели, значимый для оценки сейсмической опасности;

$$N_с(i) = (з^i - 1)/(з - 1), \qquad (6)$$

где $з$ – знаменатель геометрической прогрессии. Величина $з$ зависит от условий деформирования и определяет суммарное количество активизированных элементов модели: при одноосном (индекс «о») деформировании $з_о = k_п$, а при всестороннем (индекс «в») деформировании $з_в = k_п^2$.

Заменяя в соотношении (6) ранг i преобладающим размером L_i элемента, согласно соотношению (5), получим зависимость для кривой фрактальности района, наклон которой для условий всестороннего деформирования в два раза больше, чем наклон для условий одноосного деформирования. Уровень кривой фрактальности определяется величиной максимального периода $T_{мах}$, который определяется как отношение упругого предела $e_у$ к скорости деформации G (в год) в зоне ВОЗ [Родионов и др., 1986].

Переходя от протяженности зоны, способной генерировать землетрясение с магнитудой $M_{мах}$, перейдем от кривых фрактальности к прогнозным пределам и прогнозным графикам повторяемости магнитуд. Сравнение наблюденных графиков повторяемости землетрясений рассматриваемого района и прогнозных пределов и прогнозных графиков повторяемости позволяет осуществить контроль достоверности прогнозных оценок и оценить повторяемость редких землетрясений, условий их подготовки и проявления.

Описание исходных данных и полученных результатов

В качестве исходных данных рассмотрены геодинамические и сейсмические условия района размещения Ростовской АЭС. Анализ данных о землетрясениях рассматриваемого района подтверждает приуроченность очагов землетрясений к геодинамическим зона – потенциальным зонам ВОЗ разного ранга (рис. 2). Данные о землетрясениях для отдельных диапазонов магнитуд позволяют рассчитать фрагменты графиков повторяемости магнитуд (далее – наблюденные графики) для рассматриваемого района.

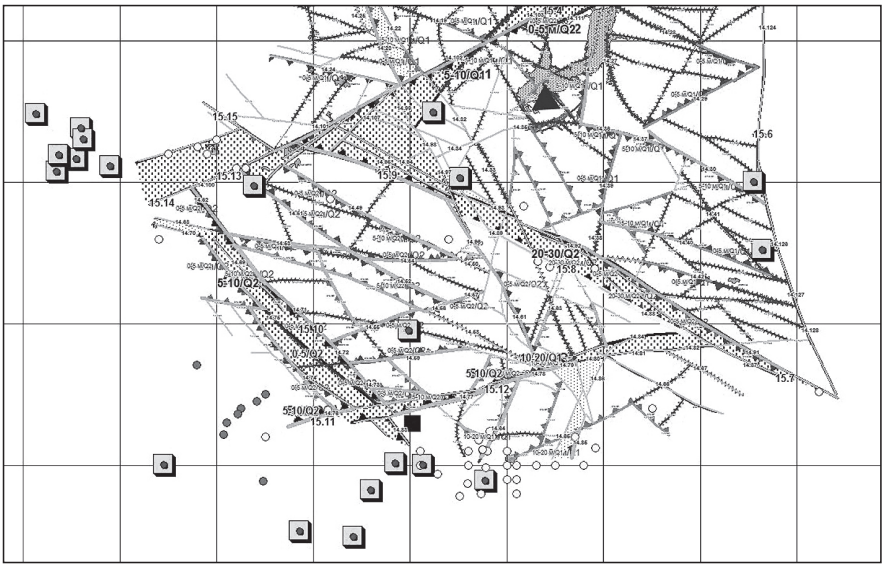


Рис. 2. Схема геодинамических зон района размещения Ростовской АЭС. Квадратики – землетрясения, зарегистрированные малоапертурной сейсмической группой «Михнево» ИДГ РАН в апреле–октябре 2016. Светлые кружки – региональные инструментальные данные о землетрясениях

Для оценки прогнозных пределов и графиков повторяемости района Ростовской АЭС приняты следующие характеристики модели: размер максимального элемента $L_1 = 1000$ км и коэффициент подобия $k_п = 3{,}2$. Оценка преобладающих размеров и количества активизированных элементов района выполнена для двух условий деформирования: одноосного и всестороннего. Величина $T_{мах}$ при всестороннем деформировании равна отношению максимальной деформации $e_{умах} = 10^{-3}$ к минимальной скорости деформации $G_{мин} = 2 \cdot 10^{-10}$ в год. Величина $T_{мин}$ при одноосном деформировании равна отношению $e_{уэ} = 3{,}2 \cdot 10^{-5}$ к максимальной скорости деформации $G_{мах} = 2 \cdot 10^{-8}$ в год. Эти данные использованы для оценки прогнозных кривых фрактальности и прогнозных пределов и графиков повторяемости для условий всестороннего и одноосного деформирования (рис. 3).

Прогнозные оценки сопоставлены с графиками повторяемости, полученными по инструментальным сейсмологическим данным для района размещения Ростовской АЭС. Графики повторяемости рассчитаны, также, по данным об исторических землетрясениях за период наблюдений 160 лет и по данным о палеоземлетрясениях. Сравнение прогнозных данных и графиков повторяемости возможно в случае их общего масштабирования: приведения к 1 году и единичной площади с учетом соотношения площади района и площади сбора информации о реальных землетрясениях.

Прогнозная кривая фрактальности (1 на рис. 3) контролируется кривой фрактальности района (1*), полученной на основании распределения протяженности геодинамических зон рассматриваемого района (рис. 3). Прогнозные оценки (3) и (5) ограничивают полученные графики повторяемости (7–12). Прогнозная оценка графика повторяемости (6) для одноосного деформирования контролирует положение наблюденного графика (9), учитываемого при разработке ОСР-97. Отклонение от (6) других наблюденных графиков может определяться как изменением пара-

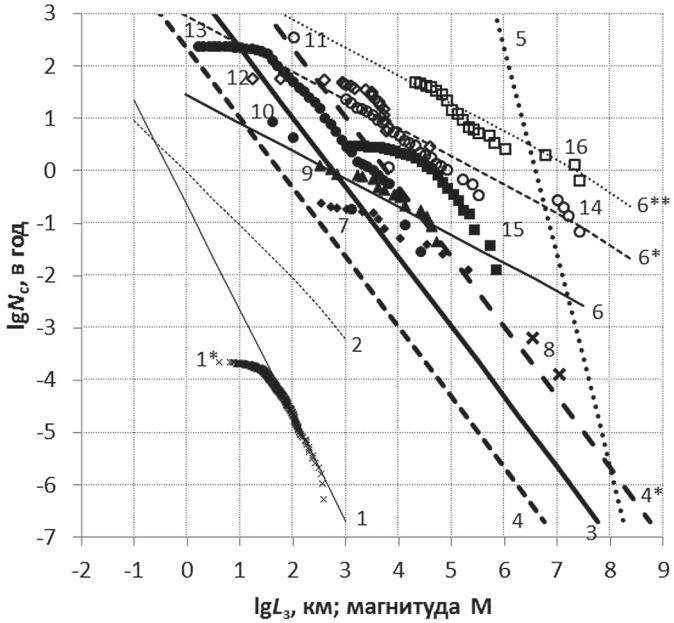


Рис. 3. Сравнение кривой фрактальности, прогнозных пределов и прогнозных графиков повторяемости с наблюденной кривой фрактальности и графиками повторяемости землетрясений.

Условные обозначения: 1, 1* – прогнозная кривая и кривая фрактальности района Ростовской АЭС для всестороннего деформирования; 2 – прогнозная кривая фрактальности для одноосного деформирования; прогнозные пределы для всестороннего деформирования при упругих пределах: 4 – 10^{-6}, 3 – $3{,}2 \cdot 10^{-5}$, 4* – 10^{-3} и 5 – хрупко-пластического предела; прогнозные графики для одноосного деформирования: 6 – для упругого предела $3{,}2 \cdot 10^{-5}$, 6* – для упругого предела 10^{-6}, 6** – для упругого предела 10^{-7}; наблюденные графики повторяемости магнитуд района Ростовской АЭС по данным: 7 – об исторических землетрясениях за период наблюдений 160 лет, 8 – о палеоземлетрясениях, 9 – каталога инструментальных землетрясений базы ОСР-97, 10 – наблюдений ЛСС с 2002 по 2015 гг., 11 – наблюдений ЛСС в период с 2009 по 2013 гг., 12 – наблюдений малоапертурной сейсмической группой «Михнево» ИДГ РАН в течение 0,5 года

метров сейсмического режима во времени, так и недостоверностью оценки периодов и площади наблюдения исторических землетрясений и палеоземлетрясений.

Совместный анализ прогнозных пределов (3), (5) и прогнозного графика (6) позволяют судить о причинах нелинейности наблюденных графиков повторяемости, учитываемой при ОСР-97 и приводящей к повышению сейсмической опасности ряда районов, если не учитывать физическое ограничение графика (6) справа. Левая ветвь графика повторяемости (3) определяется событиями, сформировавшимися в условиях всестороннего деформирования. Выполаживание наблюденных графиков повторяемости (6) определяется событиями, сформировавшимися в условиях одноосного деформирования, а правый загиб наблюденных графиков вниз в области сильных землетрясений контролируется пределом (5). Предел (5) определяется влиянием хрупко-пластического предела, величина которого с ростом размера очага стремится к эффективному упругому пределу для Земли в целом и определяет снижение $M_{мах}$ в области редких событий. Ограничение справа наиболее ярко выражено в районах проявления катастрофических землетрясений, но может иметь место и на более мелких масштабных уровнях. Для оценки условий подготовки и

проявления землетрясений в районах проявления катастрофических землетрясений выполнено сравнение прогнозных пределов (3), (5) и прогнозного графика (6) с наблюденными графиками повторяемости магнитуд для выборок событий исторических и инструментальных данных о землетрясениях в районах проявления катастрофических землетрясений по данным каталогов ANSS (http://www.ncedc.org/anss/).

Для района катастрофических Миссисипских землетрясений с M = 7,5–8,1 (1811–1812 гг.) на Североамериканской платформе имеются каталоги инструментальных и исторических землетрясений, которые были использованы для получения наблюденного инструментального (13) и исторического (14) графика повторяемости (рис. 3) [Бугаев, 2014]. График повторяемости (13) контролируются прогнозным пределом для условий всестороннего деформирования (3) для диапазона упругого предела от 10^{-6} до 10^{-3} (эффективный упругий предел $3{,}2 \cdot 10^{-5}$) при прочих равных условиях, приятых при оценке прогнозных пределов для района Ростовской АЭС. График повторяемости (13) контролируется прогнозным графиком (6^{*}), рассчитанным для условий одноосного деформирования при упругом пределе 10^{-6}, вместо $3{,}2 \cdot 10^{-5}$, при прочих равных условиях, и характеризует релаксацию напряжений после катастрофических землетрясений. При этом график (13) характеризует фоновую сейсмичность. Нельзя исключать из рассмотрения влияние изменения скорости деформации или обоих этих процессов. Прогнозный график (6^{*}) также контролирует положение пологой части наблюденного графика (14). Это может быть связано с изменением упругого предела и скорости деформации структур.

Для района проявления катастрофического Таншанского землетрясения с M = 8,0 (1976 г.) на Восточно-Китайской платформе имеются инструментальные данные о землетрясениях до и после данного события, на основании которых рассчитаны наблюденные графики (15) и (16) соответственно. Согласно принятой единой модели особенности наблюденных графиков (15) до и (16) после катастрофического землетрясения обусловлены особенностями состояния среды при подготовке и после проявления катастрофического землетрясения. Наблюденный график (15) контролируются прогнозным пределом (6^{**}), который соответствует упругому пределу 10^{-7} при прочих равных условиях. Прогнозные пределы контролируют положение наблюденных графиков (15), (16) следует рассчитать с учетом эффективного упругого предела для Земли в целом при прочих равных условиях.

Очаги землетрясений, зафиксированных до Таншанского землетрясения (1976 г.), контролируют положение относительно узкой (шириной ~100 км) зоны повышенной напряженности северо-восточного простирания протяженностью порядка 1000 км. К этой зоне приурочены цепочки эпицентров землетрясений, которые послужили одним из признаков успешного прогноза Хайченского землетрясения (1975 г.). После Таншанского землетрясения характер проявления сейсмического режима изменился на рассеянный. График повторяемости (15), отражающий фоновую сейсмичность, контролируется прогнозным пределом, соответствующим условиям всестороннего деформирования, рассчитанным с учетом эффективного упругого предела для Земли в целом.

Обсуждение результатов

Сравнение прогнозных оценок и наблюденных данных позволяет выдвинуть предположения об условиях подготовки и проявления землетрясений, включая

катастрофические. Наклон и уровень прогнозных пределов и прогнозного графика могут определяться условиями деформирования, скоростью деформации и упругим пределом. Из рассмотрения нельзя исключать как раздельное влияние упругого предела и изменение скорости деформации в зоне ВОЗ, так и их раздельное изменение этих параметров на разных масштабных уровнях. Наиболее вероятно изменение упругого предела в зоне ВОЗ в результате консолидации мелких блоков и упрочнения среды в зоне ВОЗ разного масштабного уровня [Кочарян, 2014].

Заключение

1. Детальные геодинамические и сейсмологические данные района размещения Ростовской АЭС позволили смоделировать и оценить прогнозные пределы и прогнозные графики повторяемости магнитуд района Ростовской АЭС для разных условий деформирования.

2. Достоверность прогнозных пределов и прогнозных графиков повторяемости контролируется их соответствием наблюденным графикам повторяемости магнитуд. Что позволяет судить о повторяемости и условиях подготовки и проявления наблюденных землетрясений рассматриваемого района.

3. Выполнены оценки прогнозных пределов и прогнозных графиков двух районов проявления катастрофических землетрясений. Полученные результаты сопоставлены с реальными графиками повторяемости в период повышенной активизации и в фоновый период сейсмической активности. Сравнение прогнозных и наблюденных данных позволяет делать предположения об условиях подготовки и проявления.

4. Полученные результаты могут представлять интерес для оценки контролируемых параметров сейсмических воздействий и разработки превентивных мероприятий по снижению негативных последствий катастрофических землетрясений на основании контроля сейсмических и геодинамических условий района размещения атомных станций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00694-а) и в рамках темы Гос. задания (№ 0146-2014-0010).

Литература

Бугаев Е.Г. Оценка пределов изменения графиков повторяемости магнитуд для развития риск-ориентированного регулирования безопасности атомных станций (на примере районов Восточно-Европейской и Североамериканской платформ) // Вопросы инженерной сейсмологии. М. : [б.и.], 2014. Т. 41. № 3. ISSN 0132–2826.

Бугаев Е.Г., Спивак А.А. Оценка эффективных деформационных и прочностных характеристик среды в очагах землетрясений // Нестационарные процессы в верхних и нижних оболочках Земли (геофизика сильных возмущений): сборник научных трудов ИДГ РАН. М. : [б.и.], 2002, с. 77–85.

Бугаев Е.Г. О структурированной и рассеянной сейсмичности, жесткости очагов землетрясений и нелинейности графиков повторяемости магнитуд // Электронный

журнал «Геодинамика и тектонофизика» (Geodynamics & Tectonophysics. 2011. Vol. 2. Issue 3 Pages 244–265, doi:10.5800/GT-2011-2-3-0045).

Бугаев Е.Г. Методика оценки максимального потенциала платформенных землетрясений (на примере условий размещения площадки Калининской АЭС) // Физика Земли, № 2, 1999, с. 35–51.

Бугаев Е.Г., Кишкина С.Б., Сеелев И.Н. Формализация оценки фоновых параметров сейсмического режима площадок глубинного захоронения радиоактивных отходов по сейсмологическим и геологическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 4. **С**. 15–24.

Bougaev Ye.G. Estimation of the seismic potential of geodynamically active zones of platform territories // Journal of earthquake prediction research, 8, (2000), P. 285–305.

Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике. Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Vol. 5, Issue 2, doi:10.5800/GT2014520133.

Раутиан Т.Г. Определение параметров субочагов землетрясений и их интерпретация // Исследования по сейсмической опасности: Сб. «Вопросы инженерной сейсмологии; вып. № 29, 1988, с. 21–29.

Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М. : Недра. 1986. – 301 с.

Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // ДАН СССР, т. 247. № 4, 1979, с. 829–831.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М. : Наука, 1991. – 96 с.

Хромовских В.С. Сейсмогенные деформации земной коры в эпицентральных и плейстосейстовых зонах сильных землетрясений // Сб. Современная динамика литосферы континентов подвижные пояса / под ред. Н.А. Логачева, В.С. Хромовских. М. : Недра, 1995, с. 440–503.

УДК 550.343.4 (262.54) 551.24+550.814

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ РАЙОНА МАРИУПОЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

И.А. Санина, Г.Н. Иванченко, Э.М. Горбунова

Институт динамики геосфер РАН, Москва

На основе комплексного анализа геолого-геофизических условий и сейсмогеологических данных определены основные сейсмогенерирующие структуры – Малоянисольский, Кальмиуский и Приморский разломы, ограничивающие блок, в пределах которого сосредоточены очаги землетрясения 07.08.2016 г. и 12 афтершоков, установленных методом кросс-корреляции волновых волн по ближайшим сейсмическим группам. Эпицентры основного толчка и большинства афтершоков приурочены к субмеридиональной Кальчикской линеаментной зоне, выделенной в осевой части сейсмоблока.

Введение

По карте А сейсмического районирования ОСР-97 северная часть Азовского моря отнесена к зоне интенсивности и вероятности сотрясений 6 баллов по шкале MSK-64. В пределах рассматриваемой территории отмечены исторические землетрясения 1814, 1816 и 1859 гг., выделенные по макросейсмическим данным, и инструментально зарегистрированные в 1902 и 1940 гг. два сейсмических события с магнитудами 2,5 и 3,5 соответственно [Пустовитенко и др., 2012].

Произошедшее 31 июля 2006 г. Осипенковское (Бердянское) землетрясение с магнитудой 3,5, возможно, свидетельствует о сейсмической активизации южного склона Украинского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Землетрясение 7 августа 2016 г. вблизи г. Мариуполь подтверждает дальнейшее развитие сейсмического процесса в данном регионе. Магнитуда этого землетрясения оценена по объемным волнам разными сейсмологическими центрами от 4,5 до 4,8 [Габсатарова и др., 2016]. Землетрясение сопровождалось серией афтершоков в течение 5 дней, из которых три события с магнитудами 2,9 и 3,9 зарегистрированы ближайшими сейсмическими группами и станциями. Остальные 9 афтершоков выделены на основе метода кросс-корреляции волновых форм [Адушкин и др., 2017] с использованием данных сейсмических групп (AKASG – Малин, Украина; BRTR – Бельбаши, Турция, MHVAR – Михнево, Россия, RDON - временная станция ИДГ РАН) и одной трехкомпонентной станции (KBZ – Хабаз, Кавказ, Россия) Международной системы мониторинга [Китов и др., 2017].

Для исследования современной активности южной окраины ВЕП проведен анализ геолого-геофизических и сейсмотектонических условий региона, дешифрирование космоснимков территории исследований с привлечением результатов кондиционной съемки масштаба 1:200 000 [Государственная…, 2012] и изданных геологических карт. При визуальной обработке космосника Landsat выделены линеаменты различных направлений. Выполнена идентификация линеаментного рисунка в соответствии с неотектоническим районированием. Проведенное сопоставление геоморфологических, геологических, геофизических карт масштаба 1:200 000 и 1: 500 000 позволило определить сейсмогенные структуры, активные на современном этапе, и проследить историю их развития, начиная с архея (3,8 млрд лет).

Геологическое строение

Геодинамическая обстановка Приазовского региона контролируется современным полем напряжений, которое обусловлено давлением с юга со стороны молодой Скифской плиты. Сейсмичность территории исследований зависит от влияния зоны активной альпийской складчатости, примыкающей с юга к Восточно-Европейской платформе, и выражена в землетрясениях различной магнитуды за исторический и инструментальный периоды наблюдений. Бердянское и Мариупольское землетрясения с последующими афтершоками приурочены к границе Украинского шита и Причерноморской впадины. Украинский кристаллический массив состоит из глубоко метаморфизованных архейских гнейсов, амфиболитов, метабозитов, кристаллических сланцев и магматических пород, прорванных интрузивными образованиями. Докембрийская геологическая история региона отражена в развитии структурно-формационных комплексов (СФК) и различных стадиях метаморфизма пород фундамента. СФК осложнены более поздними – герцинским и альпийским – этапами

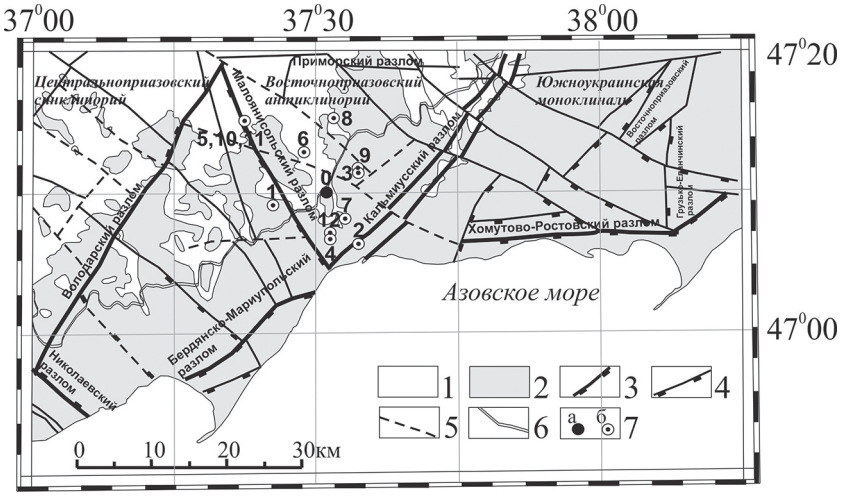


Рис. 1. Тектоническая схема района исследований (1 – кристаллический фундамент; 2 – карбонатно-терригенный неогеновый комплекс; 3–5 – разломы: 3 – основные, 4 – второстепенные, 5 – предполагаемые, бергштрихи соответствуют сбросовой морфокинематике разломов; 6 – граница между структурами I порядка: Приазовским блоком Украинского щита (Центральноприазовский синклинорий и Восточноприазовский антиклинорий) и Южноукраинской моноклиналью; 7 – эпицентр землетрясения 07.08.2016 г. (а) и его афтершоки (б), цифра – номер (составлена на основе [Государственная…, 2012])

развития региона, в основном, в виде разломных дислокаций, локализующих небольшие интрузивно-магматические образования (дайки, штоки).

Деление Приазовского мегаблока на блоки более низкого порядков связано с наличием границы между крупными докембрийскими структурно-формационными комплексами субмеридионального простирания. В восточной части Украинского щита выделен Приазовской мегаблок, в состав которого входят Западноприазовский антиклинорий, Центральноприазовский синклинорий и Восточноприазовский антиклинорий (рис. 1). Западноприазовский антиклинорий и Центральноприазовский синклинорий разделены Николаевским глубинным разломом. Граница Центральноприазовского синклинория и Восточноприазовского антиклинория проходит по Малоянисольской глубинной разломной зоне север-северо-западного простирания. На уровне кристаллического архейского фундамента Центральноприазовский синклинорий осложнен Тополино-Мариупольской антиклиналью и Малоянисольской синклиналью, Восточноприазовский антиклинорий – Кальчик-Кальмиуским купольным поднятием.

Основные зоны глубинных разломов – Николаевского, Малоянисольского, Кальмиуского являются границами, разделяющими структурно-формационные комплексы. Малоянисольская зона шириной 2,5–3 км север-северо-западного простирания протяженностью до 53 км характеризуется крутым падением 80–90°. Кальмиуская зона шириной 1,1–2,6 км активизирована в герцинскую эпоху складчатости, кинематически представляет собой левостороннее смещение. Рассматриваемые зоны характеризуются динамометаморфизмом, катаклазом, милонитизацией и прослеживаются в геофизических полях. В пределах Малоянисольской зоны амплитуды гравитационного поля составляют 0,5–0,75 мГал, магнитного поля – 200–300 нТл. Приморский разлом протягивается в субширотном направлении на расстояние

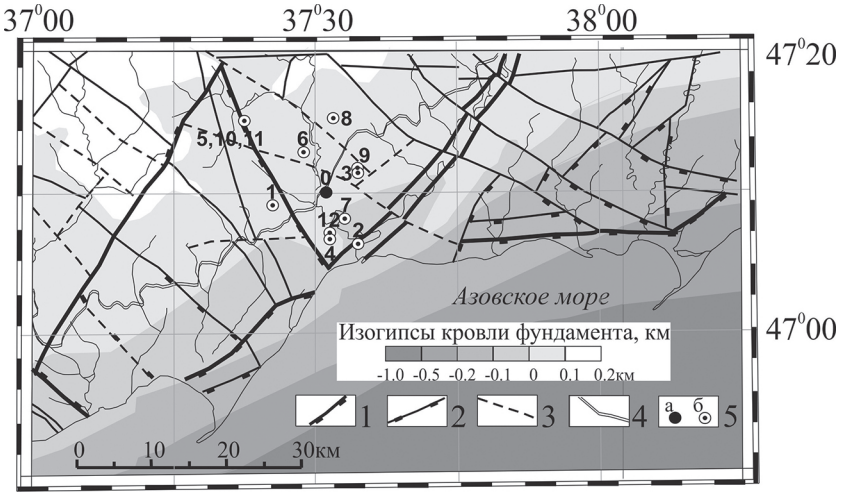


Рис. 2. Схема глубины залегания кровли кристаллического фундамента (1–3 – разломы: 1 – основные, 2 – второстепенные, 3 – предполагаемые, бергштрихи соответствуют сбросовой морфокинематике разломов; 4 – граница между структурами I порядка: Приазовским блоком Украинского щита и Южноукраинской моноклиналью; 5 – эпицентр землетрясения 07.08.2016 г. (а) и его афтершоки (б), цифра – номер (составлена на основе «Карты гипсометрии подошвы плитных комплексов юго-запада СССР, масштаб 1:1 000 000. 1988 г. и [Государственная…, 2012])

90 км, активизирован в герцинское время, сопровождается катаклазом и милонитизацией, магматизмом в девоне, выражен в геофизических полях и геоморфологии района исследований.

Бердянско-Мариупольский консидеминтационный древний разлом юго-восточного простирания активизирован в герцинскую и альпийскую эпохи складчатости, ступенчато подновлен в мезо-кайнозое. Сложнопостроенный пояс глубинных разломов – Бердянско-Мариупольский, Хомутово-Ростовский, Восточноприазовский с установленной по сейсмическим данным глубиной проникновения до 36 км отделяют Приазовский блок от Причерноморской впадины. Верхний структурный этаж – осадочный чехол, плащеобразно перекрывающий кристаллический фундамент, сложен терригенно-карбонатными отложениями мезо-кайнозоя мощностью от первых метров до сотен метров. На северо-западе Приазовского блока и в эрозионных врезах долин рек породы фундамента обнажены. К склону Украинского щита приурочена Южноукраинская моноклиналь, которая по каскаду разломов Восточноприазовскому и Бердянско-Мариупольскому опускается под наложенную Причерноморскую впадину на глубину 0,2–1,0 км (рис. 2). Сложное гетерогенно-блоковое строение рассматриваемого региона обуславливает дифференциацию неотектонических движений, которые контролируют развитие сейсмических процессов.

Неотектоника

Для оценки неотектонической активности района исследований выполнен линеаментный и морфоструктурный анализы. Выделение линеаментов и анализ проявлений неотектонических движений проведен по ряду геоморфологических ин-

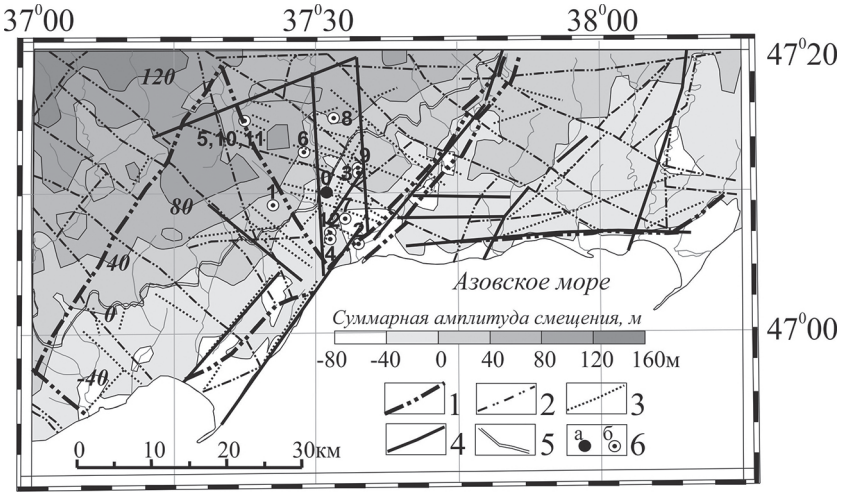


Рис. 3. Неотектоническая схема, совмещенная с результатами линеаментного анализа (1–3 – разломы, активизированные на неотектоническом этапе: 1 – основные, 2 – второстепенные, 3 – предполагаемые; 4 – линеаменты, визуально отдешифрированные на космоснимке; 5 – граница между структурами I порядка: Приазовским блоком Украинского щита и Южноукраинской моноклиналью; 6 – эпицентр землетрясения 07.08.2016 г. (а) и его афтершоки (б), цифра – номер (составлена на основе [Государственная…, 2012])

дикаторов, к которым отнесены: прямолинейные участки долин, балок, оврагов; изменение «рисунка» речной сети; резкие изгибы долин; асимметрия поперечного профиля речных долин; участки активных эрозионных процессов; изменение террасового комплекса на участках поднятий и опусканий; цепочки линейно вытянутых холмов и западин; нагромождение морских кос; места размывов морского берега. На основе линеаментного анализа космоснимка Landsat и картографических материалов прослежены линеаменты и линеаментные зоны субмеридионального, субширотного и юго-запад-северо-восточного направлений, которые свидетельствуют о возможной активизации основных глубинных разломов докембрийского фундамента на неотектоническом этапе развития региона (рис. 3). К ним отнесены Калимуская и Восточноприазовская зоны разломов, Бердяно-Мариупольский и Хомутово-Ростовский глубинные разломы.

По долине реки Кальчик установлена субмеридиональная линеаментная зона (Кальчикская линеаментная зона) шириной 7 км, в пределах которой локализованы эпицентр землетрясения 07.08.2016 г. и большинство афтершоков. По материалам кондиционной съемки масштаба 1:200 000 [Государственная…, 2012] субмеридиональный разлом на уровне фундамента и осадочного чехла не откартирован. Но на карте «Гипсометрии подошвы плитных комплексов Юго-Запада СССР (с использованием материалов космической съемки)» масштаба 1:1 000 000 под редакцией Н.А. Крылова, 1988 г. выделено предполагаемое субмеридиональное разрывное нарушение с невыясненной морфологией.

Малоянисольская зона разломов юго-восточного-северо-западного направления практически не выражена в рисунке линеаментов, так как не является рельефообразующей, но по геолого-геофизическим признакам определена как активная в современном поле напряжений. Наряду с линеаментами, подтвержденными данными неотектонического районирования, в пределах территории исследований отмечены

новые, вероятно, формирующиеся и пока малоамплитудные нарушения, выраженные в рельефе. Малоянисольский разлом делит территорию на две области – юго-западную (Центральноприазовскую) и северо-восточную (Восточноприазовскую) с разными суммарными амплитудами перемещения, которые являются прямыми унаследованными морфоструктурами Приазовского блока. В качестве реперного слоя, контролирующего неотектонические движения, рассматривается 0 изогипса подошвы отложений неогена, которая разделяет Приазовской горст и Южноукраинскую моноклиналь.

Начиная с эоцена амплитуда относительного поднятия Приазовского горста достигает 120 м в северо-западной части. В неогене Южноукраинская моноклиналь испытывала неравномерное погружение, которое сопровождалось серией трангрессией среднесармаских, тортонских и понтических морей. Сарматская трансгрессия была наиболее обширной. Длительность процесса опускания Причерноморской впадины подтверждается широким распространением морских свит, представленных различными неогеновыми трансгрессиями. Максимальная амплитуда опусканий составила – 40 м. Тектоническая активизация Южноукраинской моноклинали привела к слабой дифференциации движений Азово-Кубанской и Причерноморской структур. В миоцене Азово-Кубанская структура опускалась, в плиоцене – поднималась. Напротив, Причерноморская структура в неогене испытывала асинхронное движение.

Неотектоническая активность территории, прослеженная начиная с эоцена, подтверждена современной сейсмичностью и резкими изменениями мощности неогеновых отложений вдоль разломов различных направлений. В зонах наиболее крупных активизированных разломов выделен ряд неотектонических опущенных блоков. Вдоль побережья прослежены грабенообразные структуры, которые характеризуются повышенной мощностью отложений неогена. Неотектонический этап развития определяет особенности рельефа территории исследований.

Геоморфология

Сложная история геологического развития региона и этапы тектонической активности отражены в основных типах рельефа региона. К приподнятому Приазовскому блоку приурочена Азово-Приднепровская возвышенность, которая представляет прямую унаследованную морфоструктуру со средними высотами 100–230 м (рис. 4). Причерноморская впадина относится к предгорному прогибу Крымско-Кавказских гор, которой соответствует Причерноморская низменность с абсолютными отметками высот от 10–20 до 80–100 м.

Азово-Приднепровская возвышенность и Причерноморская низменность отнесены к структурам I порядка. В состав Азово-Приднепровской возвышенности входит Приазовская структурно-денудационная возвышенность и Приазовская акумулятивно-денудационная равнина – структуры II порядка. Причерноморская низменность приурочена к Южноукраинской моноклинали и подразделена на структуры II порядка: Кальмиускую наклонную аккумулятивно-денудационную волнистую среднерасчлененную равнину и Причерноморскую пластово-аккумулятивную равнину.

В пределах Приазовской наклонной аккумулятивно-денудационной расчлененной равнины и Кальмиуской наклонной аккумулятивно-денудационной волнистой среднерасчлененной равнины находятся эпицентры афтершоков землетрясения

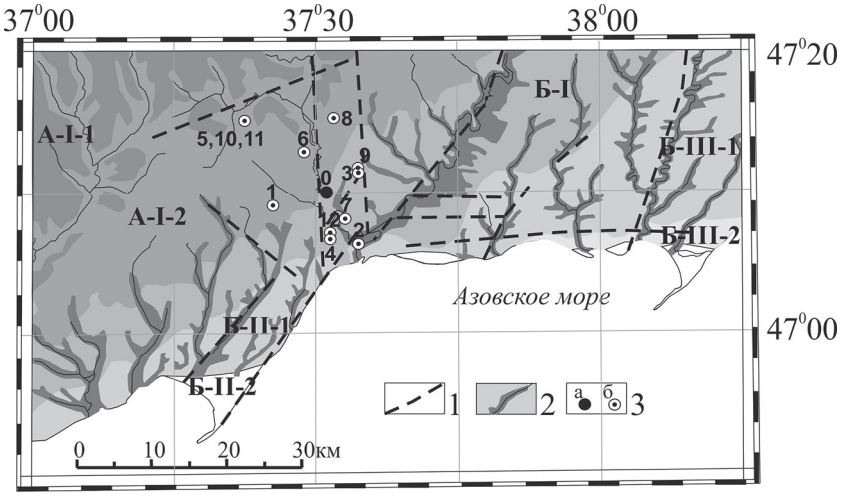


Рис. 4. Геоморфологическая схема (Основные морфоструктуры: А – Азово-Приднепровская возвышенность: А-I-1 – Приазовская структурно-денудационная возвышенность; А-I-2 – Приазовская акумулятивно-денудационная равнина; Б – Причерноморская низменность: Б-I – Кальмиуская акумулятивно-денудационная равнина; Б-II – Причерноморская пластово-аккумулятивная равнина: Б-II-1 – Ялтинская пластово-денудационная равнина; Б-II-2 – Белосарайская прибрежно-морская плоская равнина; Б-III-1 – Новоазовская пластово-денудационная равнина; Б-III-2 – Кривокосьвинская прибрежно-морская равнина; 1 – линеаменты; 2 – эрозионно-аккумулятивные долины рек; 3 – эпицентр землетрясения 07.08.2016 г. (а) и его афтершоки (б), цифра – номер (составлена на основе [Государственная…, 2012])

07.08.2016 г. Очаг основного события расположен на границе структур II порядка – Приазовской и Кальмиуской.

Приазовская наклонная аккумулятивно-денудационная расчлененная равнина сформирована на терригенно-карбонатных неогеновых отложениях в результате многократных трансгрессий и регрессий моря. В долинах рек и балок отмечаются выходы коренных пород. Мощность покровных суглинков изменяется от 10 до 40 м, в среднем составляет 15–20 м. Абсолютные высоты варьируют от 50 до 120 м. Густота расчлененности рельефа – 1,9 км/км^2. Кальмиуская равнина находится в северной бортовой зоне Южноукраинской моноклинали. Равнина сформирована на неогеновом и частично докембрийском основании. В северо-восточной части максимальные отметки достигают 100 м, минимальные отметки до 10 м отмечены у побережья Азовского моря. Это полого-холмистая равнина, расчлененная долинами рек и временных водотоков, балками. В долинном комплексе выделены неоплейстоценовые террасы.

Речные долины закладываются по ослабленным тектоническим зонам субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания и могут наследовать характер рельефа послемиоценовой поверхности. Такая предопределенность заложения речных долин и балок обуславливает выделение линеаментов преимущественно по рисунку гидросети. Кальчикская линеаментная зона установлена по долине реки Кальчик. Ее западная граница совпадает с днищем долины реки Кальчик. Восточная граница проходит по водоразделу между реками Кальчик и Кальмиус и трассируется коленообразными изгибами верховьев правых притоков реки Кальмиус.

Линеаментная зона хорошо выражена в геофизических полях. В поле магнитных аномалий линеамент маркирует наибольший градиент изменения значений магнитных аномалий от –200 до +200 нТл. В поле аномалий силы тяжести вдоль линеаментной зоны отмечается цепочка гравитационных максимумов 0,25–0,5 мГал. Геолого-геофизические данные подтверждают наличие зоны локализации деформации в кристаллическом фундаменте, выраженность которой в ландшафте идентифицируется в качестве Кальчикской линеаментной зоны.

Заключение

Проведенный анализ геодинамической обстановки южной окраины ВЕП и гетерогенного строения Украинского кристаллического массива позволил выделить неотектонически активные структурообразующие Малоянисольский, Кальмиуский и Приморский разломы, ограничивающие блок треугольной формы. В его осевой части прослежена субмеридиональная линеаментная Кальчикская зона. В исследованном блоке расположены очаги землетрясения 07.08.2016 г. с магнитудой 4,6 и афтершоков на протяжении 5 дней с магнитудами от 2,2 до 3,9.

Развитие сейсмического процесса отражает изменение напряженно-деформированного состояния массива и в пределах рассматриваемого блока: часть афтершоков приурочены к активным дизъюнктивам, большинство афтершоков и основное землетрясение расположено в пределах субмеридиональной Кальчикской линеаментной зоны, выделенной при визуальном дешифрировании космоснимка и отчетливо выраженной в ландшафте. Кальчикская линеаментная зона, вероятно, представляет собой зону локализации деформаций, которая проявляется формирующимися малоамплитудными нарушениями, выраженными в рельефе, в основном, в рисунке гидросети, и в геофизических полях – магнитном и гравитационном. В соответствии с современной геодинамической обстановкой развитие сейсмического процесса в субширотном направлении [Габсатарова и др., 2017] представляется маловероятным.

Основное событие и афтершоки, приуроченные к основным сейсмогенным структурам – Малоянисольскому, Кальмиускому глубинным разломам и субмеридиональной Кальчикской линеаментной зоне, имеют тектоническую природу. Высокая техногенная нагрузка на геологическую среду в пределах городской агломерации и Кальчикского водохранилища на сейсмотектонически активный регион позволяет идентифицировать афтершоки, расположенные в черте г. Мариуполь, как техногенно-тектонические. В качестве триггера могут рассматриваться техногенные факторы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект №16-17-00095).

Литература

Адушкин В.В., Бобров Д.И., Китов И.О., Рожков М.В., Санина И.А. Дистанционное обнаружение афтершоковой эмиссии как новый метод сейсмического мониторинга // Доклады РАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 83–87.

Габсатарова И.П., Никонов А.А., Королецки Л.Н., Флейфель Л.Д. Активизация в области Северо-Азовского сейсмолинеамента. Мариупольское землетрясение 7.08.2016 г.

(предварительные инструментальные и макросейсмические данные) // Устное сообщение и стендовый доклад на XI Международной сейсмологической школе «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». г. Чолпон-Ата, Кыргызская Республика. 12–16 сентября 2016 г.

Габсатарова И.П., Никонов А.А., Флейфель Л.Д. Бердянское (Осипенковское), 2006 г., и Мариупольское, 2016 г., землетрясения в зоне Северо-Азовского разлома: макросейсмическое поле, механизм очага, миграция // Триггерные эффекты в геосистемах: тезисы докладов IV Всероссийской конференции с международным участием, Москва, 6–9 июня 2017 г. М. : ГЕОС. 2017. С. 22.

Китов И.О., Санина И.А., Сергеев С.С., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л. Обнаружение, оценка магнитуды и относительная локация слабых афтершоков с помощью кросс-корреляции волновых форм: землетрясение 7 августа 2016 г. в Мариуполе // Сейсмические приборы. 2017. Т. 53. № 2. С. 58–80. DOI: 10.21455/si2017.

Государственная геологическая карта Украины. Центральноукраинская серия. L-37-VIII (Мариуполь), L-37-IX (Таганрог). Масштаб 1 : 200000. Пояснительная записка. Киев: ДНВП «Геоинформ Украины. 2012. http: // geoinf.kiev.ua/wp/w/Viewer.php?pr.

Пустовитенко А.Н., Свидлова В.А., Князева В.С., Бушмакина Г.Н., Габсатарова И.П. Две версии изосейст Осипенковского (Бердянского) землетрясения 31 июля 2006 г. с $M_w = 3.3$, $I_0 = 5$ (Украина, Запорожская обл.) // Землетрясения Северной Евразии, 2006 г. Обнинск. 2012. С. 359–366.

УДК 550.34

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА РАСПОЛОЖЕНИЯ РОСТОВСКОЙ АЭС

Г.Н. Иванченко, С.Б. Кишкина, Д.Н. Локтев

Институт динамики геосфер РАН, Москва

В работе рассмотрена геодинамическая обстановка региона расположения Ростовской АЭС с позиций оценки неотектонической активности территории и её связи с сейсмичностью. Использованы собственные и литературные данные, а также результаты полевых сейсмических наблюдений, проводимых малоапертурной группой ИДГ РАН в 2016 г. Использована оценка вертикальных плиоцен-четвертичных деформаций методом стратиграфических и геоморфологических реперных поверхностей; отмечено отсутствие новообразованных плиоцен-четвертичных нарушений и важное значение реактивации древних структур, в том числе контролирующих положение Кряжа Карпинского.

Введение

Один из методов оценки активности современных процессов в разломных зонах – регистрация приуроченных к ним сейсмических событий. Что выявляется

тем четче, чем выше точность их локации и чем чувствительнее сейсмические системы. Регион Ростовской АЭС (РОАЭС) считается тектонически-стабильным, в связи с чем плотность сейсмических наблюдений здесь весьма невысока и, соответственно, данных для выбора зон, в которых существует вероятность динамической подвижки, практически нет. Зато есть заметная техногенная нагрузка в виде высокой плотности горнодобывающих предприятий, что предопределяет возможность возникновения триггерных землетрясений. Более того, периодически в рассматриваемом районе возникают ощутимые события (например, Мариупольское землетрясение 2016 г.), природа которых, по-видимому, однозначно не может быть определена именно из-за недостаточности данных. Как известно, очаги крупных триггерных событий приурочены к разломным зонам – в том числе и тем, которые не имели подвижек по крайней мере миллионы лет [Heesakkers et al., 2011] – и могут располагаться на значительном удалении от места ведения горных работ [Адушкин и др., 2016]. Подробный анализ новейшей и современной геодинамики призван определить вероятные сейсмогенерирующие зоны (структуры, в пределах которых зафиксированы четвертичные, голоценовые или современные асейсмичные и сейсмогенные перемещения), которые должны быть в дальнейшем обеспечены более качественными системами сейсмического мониторинга.

Нами была проанализирована неотектоническая активность территории региона расположения площадки РОАЭС и сопоставлена с имеющимися, в том числе полученными ИДГ РАН в ходе временного мониторинга района РОАЭС, сейсмологическими данными.

Региональная геодинамическая обстановка

Современная активность района расположения Ростовской АЭС определяется взаимодействием Восточно-Европейской платформы (Воронежская антеклиза, Ростовский выступ Украинского щита, Прикаспийская впадина), Скифской эпипалеозойской плиты и разделяющей их сложно построенной зоны Днепровско-Донецкого авлакогена, состоящей из кряжа Карпинского и Донецкой складчатой системы; район находится в непосредственной близости от активной альпийской зоны Кавказа. Большое влияние на тектогенез региона оказали также Черноморская и Прикаспийская впадины. Наиболее геодинамически активен район сочленения древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и молодой Скифской плиты [Копп, 2014]: по данным GPS-станций на Скифской плите отмечены изменения скорости смещения от 0,8 до 2,9 мм/год и разворот направления движения от север-северо-восточного до северо-восточного. Общая картина направлений движений структур ВЕП и ее обрамлений указывают на преобладание латерального давления с юга и юго-запада со стороны Скифской плиты, трансформируемого в пределах отдельных геодинамических районов [Адушкин и др., 2014]. Новейший структурный план Скифской плиты и юга ВЕП представляет собой сочетание разрастающихся крупных поднятий преимущественно субкавказского (субширотного) простирания и редуцированных, сокращающихся впадин, зачастую нарушенных субширотными или субмеридиональными разломами. Установленный структурный рисунок характерен и для наступающего Кавказского орогена, рост которого активно проявляющийся, начиная с позднего миоцена, во многом предопределил неотектоническое развитие Скифской плиты. При этом приподнятая и продолжающая слабое воздымание Воронежская антеклиза на северо-западе и опускающаяся

Прикаспийская впадина на востоке выступают как жёсткие упоры для деформируемой Скифской плиты в условиях регионального С-СВ сжатия, что подтверждается данными по смещениям реперов GPS [Короновский и др., 2010; Адушкин и др., 2013]. Это направление незначительно варьирует в отдельных блоках. Использование реперов, привязанных к уровню моря соответствующего времени, позволяет выделить абсолютные неотектонические поднятия и оценить степень компенсации верхнемелового-палеогенового опускания для инверсионных структур типа Донецкого Кряжа [Иванченко, 2015].

Структурно-геологические условия района расположения РОАЭС

Район РОАЭС (300 км вокруг площаки АЭС) в тектоническом отношении расположен в пределах кряжа Карпинского, представляющего собой пограничную структуру Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Позднепалеозойская складчато-надвиговая зона кряжа Карпинского шириной 120–150 км прослеживается в юго-восточном направлении от Восточно-Донбасского поднятия до Каспийского моря. Кряжу Карпинского отвечает обширное инверсионное поднятие девонского рифта, сформировавшееся в ранней перми и позднем триасе, пенепленизированное и опущенное в мел-палеогеновое время и вновь приподнятое на альпийском этапе развития.

Поверхность кристаллического фундамента кряжа Карпинского образует линейную впадину с максимальными глубинами около 22 км. От впадины Донбасса она отделена поперечным Восточно-Донбасским поднятием, в пределах которого глубины фундамента уменьшаются до 10–12 км. Наиболее поднятой является зона северо-восточного простирания шириной 25–30 км, ограниченная с запада и востока протяжными разломами, вероятно, докембрийского заложения и активизированными в эпоху девонского рифтогенеза. В центральной и южной части кряжа поверхность фундамента залегает на глубине около 20 км. В фундаменте региона фиксируются зоны глубинных разломов, относительные перемещения по которым неоднократно возобновлялись с разной интенсивностью и направленностью в течение геологической истории.

На поверхности фундамента с угловым несогласием залегает каменноугольный комплекс: возраст пород здесь определяется как верхне- или среднекаменноугольный, мощность отложений ~10000 м. Глубинными разломами синрифтового и поперечного к ним простирания кряж Карпинского разбит на мегаблоки и сегменты. С севера он ограничен Донбасско-Астраханским и Северо-Донецким разломами СЗ-ЮВ простирания. Палеозойские складчатые комплексы Донбасса и кряжа Карпинского полого надвинуты на окраины Воронежского массива и Прикаспийской депрессии. Однако достоверных смещений этими надвигами верхнемеловых и более молодых отложений не зафиксировано, поэтому их можно считать утратившими активность. К югу от фронтальной зоны надвигов в структуре кряжа выделяются два сегмента – западный и восточный. Границей между ними является поперечный сдвиг северо-восточного простирания. Поперечные правые сдвиги вероятно сохраняют активность в кайнозое. В западном сегменте различное строение имеют северная и южная зоны, разделенные субширотным Зимовниковско–Ремонтненским. Северная зона имеет характер широкого свода, переходящего в северо-западном направлении в пологую (Цимлянскую) моноклиналь. Южная зона кряжа Карпинского расположена между Зимовниковско-Ремонтненским разломом на се-

вере и Северо-Манычским разломом на юге. Между кряжем Карпинского и Скифской платформой протягивается цепочка меловых грабенов, обладающих общими чертами развития и образующих систему Манычского прогиба.

Таким образом, разломная сеть кристаллического фундамента в районе Ростовской АЭС представлена, в основном, двумя системами: западного и северо-западного простирания (характерного для складчатых структур Донбасса) и субмеридионального или северо-восточного простирания. Взаимодействие этих систем глубинных разломов и их пространственное положение обуславливает сложное блоковое строение кристаллического фундамента и осадочного чехла рассматриваемого региона. В пределах плитного комплекса ВЕП существование активных современных разрывов не установлено. Зона ближайшего к площадке РОАЭС Донбасско-Астраханского глубинного разлома находится на расстоянии 25–30 км к северо-востоку. Зона представлена в осадочном чехле полосой надвигов, не нарушающих верхнемеловой – третичный осадочный чехол, а по поверхности кристаллического фундамента – серией от 2–3 до 4–6 субвертикальных ступеней высотой 300–600 м с погружением фундамента под структуры кряжа Карпинского.

Новейший структурно-тектонический этап

В неоген-четвертичное время в дальней и ближней зоне площадки АЭС новообразованных разломов нет и все активные дизъюнктивные структуры – это реактивированные более древние разломы и их фрагменты, иногда с изменением кинематики. Именно поэтому важно было описать докембрийские и палеозойские структуры и неоднородности как влияющие на распределение тектонических напряжений в более позднее время. Кайнозойские отложения представлены всеми тремя системами: палеогеновой, неогеновой и четвертичной. Суммарная мощность кайнозоя на основной площади составляет 150–50 м, уменьшаясь к северу до первых метров.

В региональном плане рельеф ближней зоны относится к пластовым равнинам. Широко развиты поверхности выравнивания. Это облегчает применение стратиграфических реперов при оценке неотектонической активности территории. Долины рек террасированы. Река Дон имеет пять террасовых уровней. Широтная возвышенность Донецкого кряжа снижается к Цимлянскому водохранилищу. Здесь на плоской песчаной равнине высота рельефа 100 м и ниже. Рельеф формировался при значительных колебаниях базиса эрозии (уровня моря) и восходящих движениях, начавшихся в плиоцене; с эоплейстоценового этапа, началась стадия преобладания поднятий. Мел-палеогеновый пенеплен при этих поднятиях был эродирован, с образованием последующих ступеней рельефа.

Ростовская АЭС находится к северо-востоку от Нижне-Донской–Манычской области слабых неотектонических прогибаний близь восточной границы с Северо-Ергенской возвышенностью. Нижне-Донская система расположена между Донецкой системой поднятий на севере и Южно–Ергинской на юге. Она протягивается в субширотном направлении и включает положительные и отрицательные неотектонические формы. Современное поднятие развивается над Кряжем Карпинского и наследует его простирание. Поднятие прослеживается, начиная с майкопского времени. Простирание структур согласуется с зоной Донецко-Астраханского глубинного разлома, вдоль которой прослеживаются линейно вытянутые балки и долины ручьев. Цимлянский прогиб является наложенной четвертичной структурой,

выполненной преимущественно аллювиальными отложениями. Северный склон прогиба круче южного.

Геодинамические условия района расположения РОАЭС

Помимо незначительных пликативных деформаций постпалеогнового возраста в районе расположения РОАЭС были выделены блоки и разделяющие их зоны локализации деформаций, представленные линеаментами (рис. 1). Согласно нашему анализу, практически все линеаментные зоны структурно-геоморфологически предопределены (выражены в рельефе) и могут соответствовать активизированным в четвертичное время нарушениям. Однако смещения неоген-четвертичных отложений очень малы или не фиксируются.

Ближайшая активизированная в четвертичное время Волгоградско-Ростовская сейсмогенная структура XV порядка удалена от площадки на 50 км. Согласно [Бугаев, 2003], она проходит в ЮЗ-СВ направлении от Азова, севернее Цимлянского водохранилища до Волгограда. Вторая сейсмогенная структура (Сальско-Манычская) XV порядка, прослеживаемая в районе, проходит в СЗ-ЮВ направлении вдоль зоны сопряжения Сальско-Манычской гряды и Манычского прогиба и относится к зоне интенсивных неотектонических движений [Иванченко, 2015].

Порядок структур приведен по РБ-019-01. Так, структура XV порядка соответствует региональной зоне протяженностью 300–600 км. Структура XIV порядка соответствует местному разлому протяженностью 100–200 км. В ближнем районе (радиус 30 км от площадки) выделяются три зоны XIV порядка. Субмеридиональная зона на 26 км юго-восточнее площадки маркирует восточную границу Северо-Ергенинской возвышенности и проходит у подножия пологого восточного склона этой морфоструктуры. В четвертичное время зона активизирована; амплитуда смещений по данным меньше 10 м (эффективная скорость четвертичных тектонических движений $V_{эф} < 0{,}006$ мм/год). Линеамент в 17 км к югу от площадки трассирует структурную границу, проходящую по долине реки Сал, протекающую в Сальском прогибе. Амплитуда смещений также около 10 м за четвертичный период с эффективной скоростью четвертичных тектонических движений $V_{эф} = -0{,}006$ мм/год. Остальные выделяемые зоны не обладают признаками тектонических смещений.

Все выделенные в ближней зоне линеаменты хотя и проявлены в рельефе, не имеют признаков сколько-нибудь заметных неоген-четвертичных смещений, оставаясь в пределах первых метров, то есть отражая скорее денудационную устойчивость и гидрогеологический режим нарушений, чем их тектоническую активность в классическом понимании.

Сейсмотектоника

Один из методов оценки степени современной активности разломной зоны – оценка приуроченности к ней источников сейсмических событий. Существующие исторические данные и результаты современных инструментальных наблюдений свидетельствуют о существовании местных землетрясений в рассматриваемом районе. Например, локальной сейсмической сетью, установленной в районе площадки Ростовской АЭС (по данным АО ИК «АСЭ»), 11.07.2010 было зарегистрировано сейсмическое событие с $M_L = 2{,}0$ в зоне в 17 км к юг-юго-востоку от площадки;

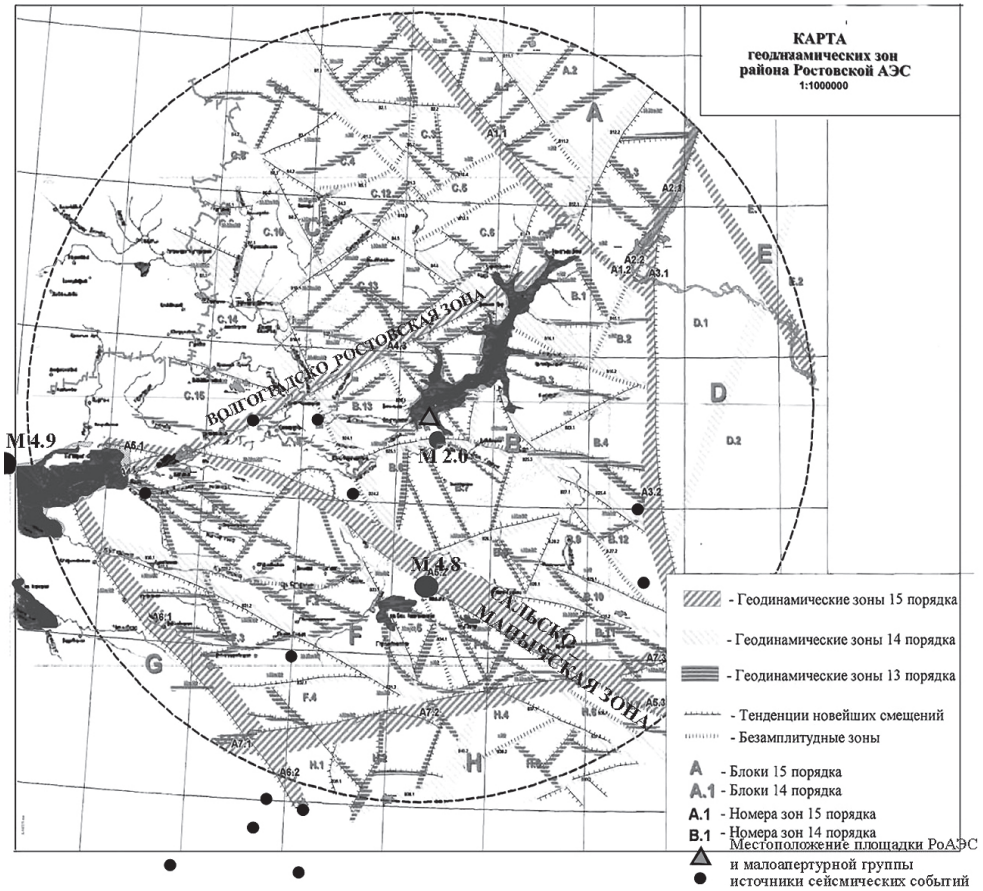


Рис. 1. Сопоставление сейсмических данных с имеющимися картами линеаментов дальней зоны РОАЭС. Кроме источников с M = 2,0 и M = 4,8, данные получены малоапертурной группой ИДГ РАН «Ростов»

10.10.2013 г. с локальной магнитудой $M_L = 3,8$ в 220 км к юго-юго-востоку от площадки; в 2015 г. – в 140 км к северо-западу от площадки зарегистрировано событие с магнитудой 3,1.

Целый ряд сейсмических событий [Макаров, 2006], был зафиксирован в районе Сальско-Манычской зоны. В том числе и самое сильное в рассматриваемом районе инструментально зафиксированное землетрясение 22.05.2001 г. с $M_s = 4,8$. В 2016 году в течение полугода в районе площадки Ростовской АЭС работала временная малоапертурная группа «Ростов» ИДГ РАН, которой в зоне до 300 км от площадки было зарегистрировано 7 сейсмических событий с $M_L = 1,2–3,8$, из них 6 оказались приуроченными к выделенным ранее линеаментным зонам (рис. 1). Зарегистрированы и сигналы, источники которых приурочены к Северо–Кавказским сейсмолинеаментам.

На северном побережье Таганрогского залива Азовского моря также периодически отмечаются землетрясения; как исторические, так и уже в инструментальный период наблюдений [Пустовитинов и др., 2006]. Одно из самых сильных событий,

приуроченных к локальным сейсмогенным структурам на севере Азовского моря, которое по разным данным имело магнитуду по объемным волнам 4,5–4,9, было зарегистрировано вблизи от г. Мариуполь 07.08.2016 г. Используя данные временной малоапертурной группы «Ростов», а также данные сейсмических групп «Малин» (AKASG), «Михнево» (MKHV) и др., [Китов и др., 2017] удалось обнаружить 12 афтершоков этого землетрясения. Механизм очага основного события интерпретируется как сдвиг; движение в очаге произошло под действием горизонтальных сил сжатия, направленных с юга.

Мариупольское событие может быть связано с активностью субмеридионального нарушения, выраженного в рельефе, и иметь сдвиговую кинематику, что свидетельствует о потенциальной возможности сейсмической активности поперечных к Кряжу Карпинского нарушений в исследуемом районе. Нельзя не отметить, что сейсмических событий в рассматриваемом районе могло быть гораздо больше, просто они не были зафиксированы в связи с недостаточной плотностью сейсмических наблюдений [Маловичко и др., 2013].

Обсуждение результатов

Район расположения РОАЭС находится в бассейнах Каспийского и Азовского морей в условиях равнинного рельефа, высоты которого не превышают 260 м. Это предопределяет преимущественно стратиграфические методы анализа неотектонических движений, которые имеют здесь в кайнозое преимущественно нисходящий или инверсионный характер. Анализ фактического или восстановленного

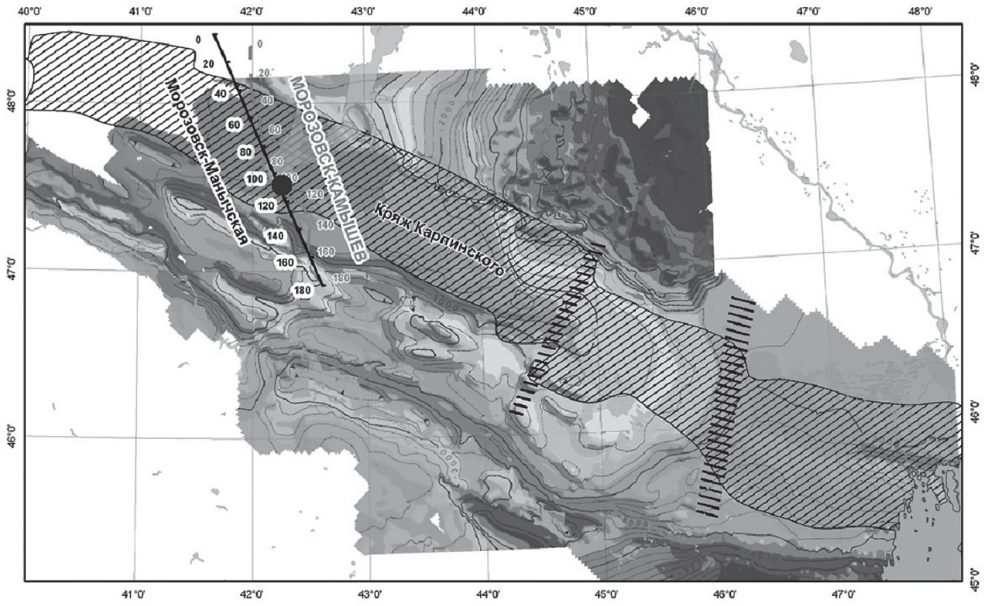


Рис. 2. Расположение зоны аномальных вариаций магнитного поля (заштриховано) относительно Кряжа Карпинского – поднятия кровли каменноугольных отложений Донецко-Мангышлакской складчатой зоны (по данным сейсморазведки и бурения). По [Левин и др., 2011]. Кружком выделено местоположение площадки РОАЭС

положения контакта меловых и палеогеновых отложений говорит о кайнозойских вертикальных тектонических движениях с амплитудой в сотни метров. В то же время анализ топографии отложений понтического яруса, миоцен-плиоценового несогласия, и одновозрастной поверхности выравнивания показывает амплитуду плиоцен-четвертичных деформаций всего лишь в десятки метров относительно высотного уровня понтической трансгрессии (+100 м от современного уровня моря). Основную роль играют пологие пликативные деформации, хотя и некоторые зоны глубинных разломов фундамента также претерпели активизацию. Из наиболее близких к площадке АЭС отметим Сальско-Манычскую шовную зону, которая представляет собой зону активного нарастания дифференциации движений в четвертичное время, вплоть до заметного оживления надвигов, картируемых на поверхности.

По результатам аэрогеофизических исследований под центральной частью Кряжа Карпинского [Левин и др., 2011] выявлена зона аномальных вариаций магнитного поля, протяженностью с СЗ на ЮВ более 680 км при ширине от 50 до 90–95 км, приуроченная к структурам кряжа Карпинского и северной части Донецкого кряжа. Подтверждено наличие в земной коре данной территории на глубинах 12–15 км объекта, характеризующегося повышенной электропроводностью и повышенным соотношением V_p/V_s, что может отвечать условиям разуплотнения и повышенной трещиноватости (рис. 2). Хотя адекватной поверхностной выраженности данной зоны нам выявить не удалось.

Предполагается также активность на современном этапе некоторых разломов в пределах 300-километровой зоны от Ростовской АЭС. Фиксируется протяженный уступ субширотного простирания к югу от нижнего течения реки Дон, который может указывать на активность движений по Северо-Ростовскому разлому. Согласно картам современных вертикальных движений земной поверхности (СВДЗП), рассматриваемая территория расположена в тектонически относительно спокойном регионе.

Заключение

Район сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты не относится к геодинамически и сейсмически пассивным, несмотря на то, что амплитуда вертикальных неотектонических движений имеет меньшую величину при коррекции стратиграфических и геоморфологических реперов на колебания базиса эрозии, чем при оценке традиционными методами. Одним из проявлений геодинамической активности является отмечаемая в регионе сейсмичность, хотя и слабая. В то же время, можно достаточно уверенно утверждать, что в плиоцен-четвертичное время в дальней и ближней зоне площадки РОАЭС новообразованных разломов нет. Все активные дизъюнктивные структуры – это реактивированные более древние разломы и их фрагменты, иногда с изменением кинематики. Именно поэтому важно учитывать докембрийские и палеозойские структуры и неоднородности как влияющие на распределение тектонических напряжений в более позднее время. Такие современные геодинамически напряженные участки выделяются различными геофизическими, геоморфологическими и геологическими методами, например, на основе повторного нивелирования и спутниковой геодезии (GPS).

Выявленные неотектонически активные зоны расположены на удалении в первые десятки километров от площадки, что на фоне общей умеренной скорости тек-

тонических деформаций позволяет говорить о достаточно стабильных сейсмотектонических условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-00095) и темы Гос. задания (№ 0146-2014-0010).

Литература

Адушкин В.В. и др. Исследование неотектонической активности морфоструктур центральной части Восточно-Европейской платформы с использованием дистанционных методов // Физика Земли. № 2. 2014. С. 1–8.

Бугаев Е.Г. Детальный прогноз сейсмической опасности для размещения АЭС на территории ВЕП // Оценка и управление природными рисками. Т. 1. М. : Изд. Рос. ун-та дружбы народов. 2003. С. 68–72.

Иванченко Г.Н. Геоморфологические методы в региональных исследованиях неотектоники на примере Скифской плиты и юга Восточно-Европейской платформы // Динамические процессы в геосферах ; вып. 7.: сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2015. С. 85–92.

Китов И.О., Санина И.А., Сергеев С.С., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л. Обнаружение, оценка магнитуды и относительная локация слабых афтершоков с помощью кросс-корреляции волновых форм: землетрясение 7 августа 2016 г в Мариуполе // Сейсмические приборы. 2017. Т. 53. № 2. С. 58–80.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы: сб. научн. тр. ; вып. 552 / ГИН РАН. М. : Наука. 2004. – 340 с.

Лёвин Ф.Д., Буш В.А., Павлов С.А., Могилевский В.Е. Современная активность глубинных тектонических границ земной коры // Разведка и охрана недр. 2011. № 7. С. 60–64.

Макаров В.И., Макарова Н.В. и др. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М. : Наука, 2006. – 206 с.

Маловичко А.А, Старовойт О.Е., Габсатарова И.П. Общая характеристика сейсмичности Европейской России: в кн. «Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России». М. : ГЕОС. 2013. – 382 с.

Пустовитенко А.Н., Свиридова В.А., Князева В.С., Бушмакина Г.Н., Габсатарова И.П. Две версии изосейст Осипенковского (Бердянского) землетрясения 31 июля 2006 с $M_w = 3{,}3$, $I_0 = 5$ (Украина, Запорожская обл.) // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. Обнинск, 2012. С. 359–366.

Heesakkers V., Murphy S., Lockner D.A., Reches Z. Earthquake Rupture at Focal Depth, Part II: Mechanics of the 2004 M2.2 Earthquake Along the Pretorius Fault, TauTona mine, South Africa. 168 (2011), 2427–2449. DOI 10.1007/s00024-011-0355-6.

УДК 550.34.016

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ЗОНЫ ИНТЕНСИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.А. Остапчук[1,4], Э.М. Горбунова[1], В.В. Ружич[2], А.В. Григорьева[3], В.В. Ефремов[4]

[1] Институт динамики геосфер РАН, Москва
[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
[4] Московский физико-технический институт (государственный университет), Долгопрудный, ostapchuk@idg.chph.ras.ru

В работе представлены первые результаты исследований образцов пород, отобранных из зоны влияния разрывного нарушения, направленных на определение корреляционных связей между структурными свойствами образцов пород на микро- и мезоуровне и их механическими свойствами при сдвиговом деформировании. Участок работ расположен в зоне влияния Приморского разлома Байкальской рифтовой зоны, на левом борту долины реки Бугульдейка в месте впадения в озеро Байкал. Предварительный анализ микроструктуры шлифов отобранных образцов показал, что интенсивные сдвиговые деформации локализуются в узкой зоне, в которой отчетливо прослеживаются признаки динамического воздействия на минералы в процессе тектонического проскальзывания. В результате лабораторных исследований механических свойств на установке «слайдер»-модели установлено, что реализация определенного режима (стабильное и/или прерывистое) скольжения определяется не столько прочностью породы, сколько преобразованием её структуры на мезоуровне при контактном метаморфизме.

Введение

Избыточные напряжения, накопленные в областях структурной нарушенности, снимаются, как правило, в ходе межблокового проскальзывания вдоль существующих разрывных нарушений. Различные моды межблокового скольжения формируют непрерывный ряд, который включает асейсмический крип, события медленного скольжения, низкочастотные и очень низкочастотные землетрясения, нормальные землетрясения [Кочарян и др., 2014].

Эволюция фрикционных свойств пород горного массива и их пространственное распределение играют важную роль в процессах зарождения, локализации и распространения разрыва при сейсмических событиях [Saffer, Wallace, 2015; Будков, Кочарян, 2016]. Важным фактором, влияющим на закономерности скольжения разлома в процессе землетрясения, является, например, косейсмическое сни-

жение прочности разлома в результате термических и трибологических процессов [Reches, Lockner, 2010]. Исследование процессов, обуславливающих скоростное разупрочнение, как правило, направлено на изучение фрикционных свойств пород и минералогический анализ глинки трения (материала фрикционного истирания).

Анализ взаимосвязи структурных и механических составляющих деформационного процесса также относится к одной из приоритетных междисциплинарных задач структурной геологии и геомеханики. В ряде работ показано, что минералогический состав влияет на фрикционную прочность и стабильность скольжения разлома [Faulkner et al., 2011; Ikari et al., 2011], а также что фрикционная стабильность зависит от эволюции структурных свойств разлома в процессе его деформирования [Scuderi et al., 2017].

В настоящей работе совместно исследуются структурные и механические свойства образцов горных пород, отобранных из зоны влияния Приморского разлома Байкальской рифтовой зоны, с целью определения корреляционной связи между минералогическими и механическими свойствами пород в области локализации деформаций.

Объект исследования

Приморский разлом относится к одной из основных структур Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и простирается более чем 250 км вдоль западного побережья озера Байкал от устья реки Бугульдейки на юге до поселка Зама на севере. Имеет азимут падения на юго-восток (150–160°) и угол падения 50–70°.

Зона влияния Приморского разлома расположена на границе между докембрийским выступом фундамента южной части Сибирской платформы и каледонским складчатым обрамлением, представленным в Западном Прибайкалье метаморфическим комплексом Приольхонья. Зона Приморского разлома развивается унаследовано в контакте со сдвиговой коллизионной зоной и является одной из наиболее сейсмоактивных геоструктурных областей в пределах Байкальской рифтовой зоны [Ружич, 1997]. К настоящему времени, вследствие длительной денудации в обнажениях на поверхности стали доступными для визуального геологического изучения горизонты земной коры, располагавшиеся ранее на больших глубинах (рис. 1). Имеющиеся сведения позволяют распознавать и более детально изучать в эксгумированных породных массивах строение глубинных сегментов зоны разлома коллизионного шва [Ружич, Остапчук, 2017]. Обнаружены признаки многочисленных разномасштабных и разновозрастных косейсмических разрывов. Участки



Рис. 1. Общий вид обнажения эксгумированного участка Приморского разлома, на котором проводился отбор образцов. Линией отмечена плоскость скольжения в разломе палеозойского возраста со взбросо-сдвиговым типом смещений

отбора образцов расположены в зоне влияния Приморского разлома, вдоль которой раннепалеозойский гранитный массив, подверженный динамоморфическим преобразованиям, контактирует с рифейскими амфиболовыми плагиогнейсами Приморского комплекса. В автохтонном крыле разлома выявлены признаки двух разновозрастных зон сместителей разлома. В разрывных нарушениях фиксируются признаки разгнейсования, катаклаза и милонитизации.

Микроструктурный анализ отобранных образцов

При изучении эксгумированной зоны Приморского разлома зеркала скольжения принимались как один из главных признаков, подтверждающий наличие косейсмических смещений вдоль плоскости разрывных нарушений [Ружич, 1997]. К другим критериям глубинного древнего происхождения сейсмогенных разрывов отнесены также характер механической переработки пород в зоне контакта, состав минерального заполнения трещин и покрытий на плоскостях зеркал скольжения, петрохимические последствия фрикционного разогрева вещества горных пород, проявление их различных стадий в виде возникновения жил псевдотахилитов или наличия пленочного стекловидного покрытия зеркал скольжения. Участки отбора образцов представлены на рис. 2.

Микроструктурный анализ отобранных образцов горных пород состоял из петрографического изучения шлифов тектонитов и выявления закономерностей микроструктурных преобразований отдельных минералов, указывающих на изменение степени метаморфизации. Участок 1 приурочен к контакту «вмещающий массив – зона интенсивной деформации горных пород» (рис. 2, а), который проявляется как в изменении микроструктуры, так и в минералогических свойствах. Анализ показывает, что при переходе от точки 1 к точке 3 порода претерпевает структурную трансформацию: кварц-полевошпат-амфиболовый гнейс → кварц-полевошпат-серицитовый сланец → катаклазированный кварц-полевошпат-серицитовый сла-

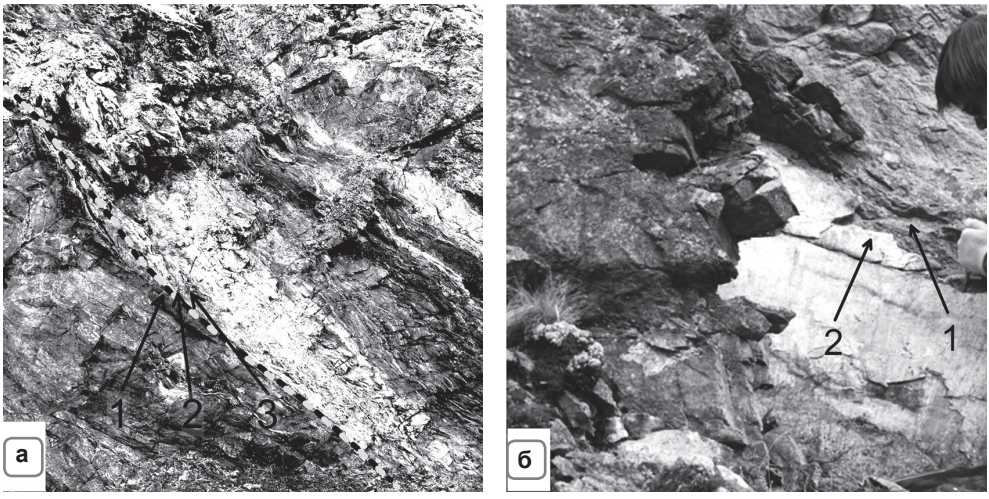


Рис. 2. Участки отбора образцов горных пород № 1 (а) и № 2 (б). Арабскими цифрами на участках обозначены точки отбора образцов для петрографического описания и лабораторного моделирования

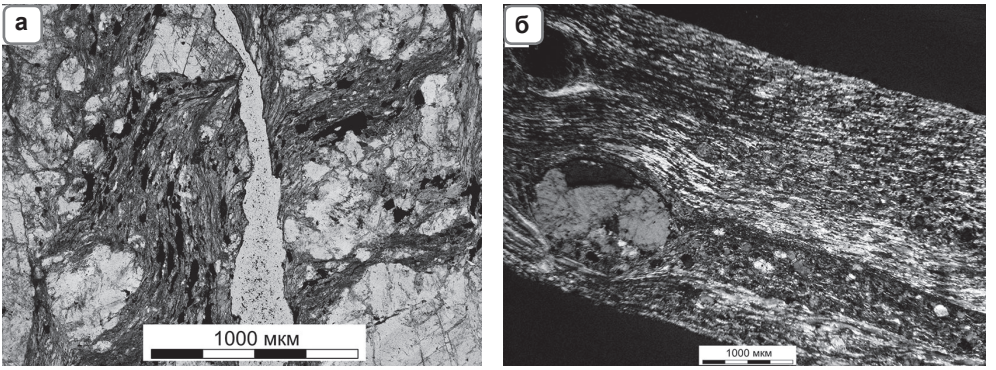


Рис. 3. Шлифы образцов пород, изготовленных из вмещающего массива (а) и зеркала скольжения (б)

нец (милонит). При этом характерные размеры зерен изменяются от 0,2–1 мм в точке 1 до 0,03–0,5 мм в точке 3.

Исследование участка 2 (рис. 2, б) включало, в первую очередь, изучение зеркала скольжения, мощность которого не превышала 1–2 см. Формирование зеркала скольжения маркирует резкий переход структурных свойств пород – от катаклазированного амфибол-биотит-плагиоклазового гнейса к полевошпат-серицит-кварцевому сланцу. Первый состоит из крупных (до 4,5 мм) катаклазированных блоков плагиоклаза, сцементированных тонкозернистым агрегатом биотита, реже амфибола, хлорита и кварца. Основная масса второго – полевошпат-серицит-кварцевого сланца сложена тонкозернистым кварцем с зубчатым огранением. Отобранные образцы претерпели интенсивное динамическое воздействие.

Кроме формирования зеркал скольжения, прослеживаются и другие факты воздействия на породу динамического метаморфизма. На рис. 3 в шлифе образца вмещающей породы отмечена вертикальная трещина, выполненная опаловидным силикатным веществом. Трещина разделяет породу со смещением и изменением направления сланцеватости, которая контролируется субпараллельной ориентировкой микрочастиц основной массы. В данном случае характер трещиноватости указывает на то, что тектоническое воздействие оказывалось на уже катаклазированную породу.

Во всех шлифах отобранных образцов также отмечаются разновозрастные и разно ориентированные системы трещин, что свидетельствует о различных этапах развития исследуемого разрывного нарушения на макроуровне.

Исследование фрикционных свойств отобранных образцов

При постановке лабораторных экспериментов учитывалось, что (i) динамические деформации локализуются в чрезвычайно узкой области разломной зоны, и (ii) материал в центральной части разломной зоны имеет тонкодисперсную структуру, широкое распределение частиц по размеру. Исследование фрикционных свойств проводились на установке «слайдер»-модели в лаборатории Деформационных процессов в земной коре ИДГ РАН. В качестве слайдера выступал гранитный блок размером 8×8×3 см, который под действием сдвигового усилия смещался вдоль поверхности шероховатого гранитного основания. Контакт между поверхностями запол-

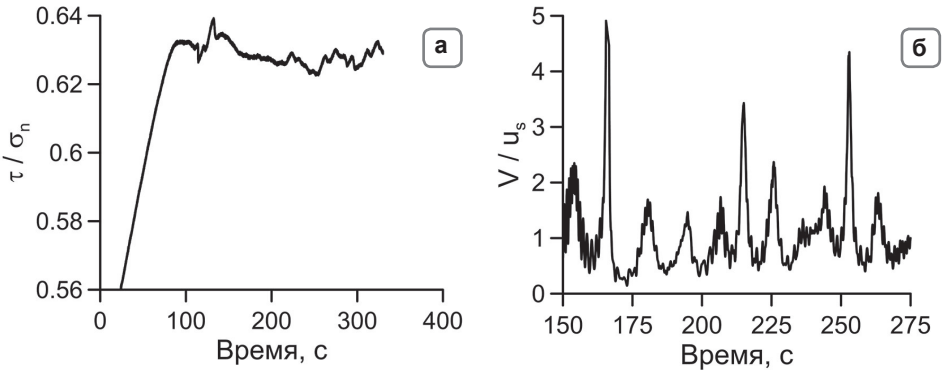


Рис. 4. Пример полученных временных зависимостей сдвигового сопротивления, нормированного на нормальное усилие (а), скорости относительного смещения бортов модельного разлома, нормированной на скорость нагружения u_s (б)

нялся тонким (3 мм) слоем измельченной горной породы. Образцы горных пород растирались в ступке до характерного размера гранул 50–100 мкм. Подробно методика проведения экспериментов представлена в [Кочарян и др., 2013]. В результате выполнения деформационных испытаний были получены закономерности изменения со временем сопротивления сдвигу и относительной скорости смещения берегов модельного разлома (рис. 4).

Анализ деформационных испытаний всех отобранных образцов показал, что все измельченные образцы характеризуются примерно одинаковой фрикционной прочностью – коэффициент трения составляет 0,61–0,63. В тоже время фрикционная устойчивость образцов горных пород изменяется кардинальным образом. Для исследуемых образцов измельченной породы, представленной гнейсом, характе-

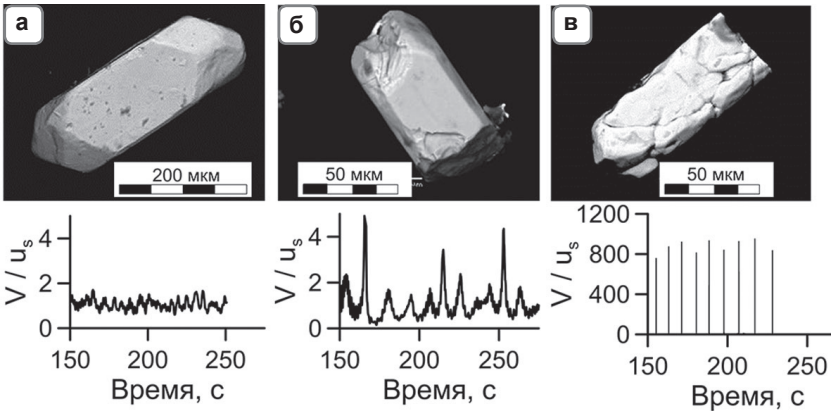


Рис. 5. Изменение формы минералов циркона при изменении степени метаморфизации динамического воздействия породы (верхний ряд). Вариации скорости относительного смещения модельного разлома (нижний ряд), заполненного измельченными образцами породы, в составе которой присутствуют представленные сверху минералы циркона (а–в), выделенные из: а – кварц-полевошпат-амфиболового гнейса, б – кварц-полевошпат-серицитового сланца, в – полевошпат-серицит-кварцевый сланца зеркала скольжения

рен режим относительно стабильного скольжения. Отмечено также, что увеличение степени метаморфизации измельченных образцов сопровождается увеличением амплитуды динамических подвижек, реализуемых при сдвиге модельного разлома. Как следствие, для измельченной породы зеркала скольжения характерен режим регулярного прерывистого скольжения с максимальной скоростью скольжения $1000u_s$ (u_s – скорость нагружения модельного разлома).

С целью поиска геологических «маркеров» деформационного режима горной породы были исследованы измельченные породы отобранных образцов. Анализ отдельных минералов показал, что минералом-«маркером» деформационного режима может выступать циркон (рис. 5). Так, среди отобранных минералов есть как недеформированные экземпляры, так и подверженные сильному динамическому воздействию. При этом недеформированные минералы характеризуют вмещающие породы, а минералы, испытавшие сильное динамическое влияние, присутствуют в зонах интенсивных деформаций. В измельченных образцах зеркала скольжения выделены оплавленные зерна циркона.

Заключение

На рассмотренных примерах изучения сегмента Приморского глубинного разлома показан способ комплексного исследования отобранных образцов пород для петрографического анализа и лабораторного моделирования, направленный на установление на мезо- и микромасштабе корреляционных связей между минералогическими особенностями и механическими свойствами заполнителя разлома.

Проведенные эксперименты в определенной степени указывают на то, что стресс-метаморфические преобразования горных пород способны существенным образом влиять на закономерности фрикционного поведения разлома. В процессе самоорганизации в теле разлома формируются зоны локализации деформаций, петрофизические свойства которых определяют закономерности релаксации избыточных напряжений. В процессе эволюции аккумуляция сдвиговых деформаций вызывает формирование мелкодисперсной структуры заполнителя разлома.

В ходе исследований было отчетливо продемонстрировано изменение структуры породы и преобразование минералов в результате контактного метаморфизма. Подобная трансформация образцов породы и минералов обуславливает изменение их фрикционного поведения. Способ реализации накопленной упругой энергии определяется не столько прочностными макрохарактеристиками заполнителя, сколько его структурными преобразованиями, произошедшими на мезоуровне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-01271).

Литература

Будков А.М., Кочарян Г.Г. О характеристиках, контролирующих процесс сейсмогенного разломообразования // Динамические процессы в геосферах. Вып. 8. ИДГ РАН. М. : ГЕОС, 2016. С. 10–20.

Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Новиков В.А., Остапчук А.А. Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Вып. 5. № 4. С. 863–891.

Кочарян Г.Г., Марков В.К., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем // Физическая мезомеханика. 2013. Т. 16. № 5. С. 5–15.

Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1997. – 144 с.

Ружич В.В., Остапчук А.А. О геолого-геофизических условиях формирования крупномасштабных землетрясений в Монголо-Байкальском регионе Центральной Азии // настоящий сборник.

Faulkner D.R., Mitchell T.M., Behnsen J., Hirose T., Shumamoto T. Stuck in the mud? Earthquake nucleation and propagation through accretionary forearcs // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 39. L18303.

Ikari M.J., Ito Y., Ujiie K., Kopf A.J. Spectrum of slip behavior in Tohoku fault zone, samples at plate tectonic slip rates // Nat. Geosci. Vol. 8. P. 870–884.

Reches Z., Lockner D.A. Fault weakening and earthquake instability by powder lubrication // Nature. 2010. Vol. 467. P. 452–455.

Saffer D.M., Wallace L.M. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes // Nat. Geosci. 2015. Vol. 8. P. 594–600.

Scuderi M.M., Collettini C., Viti C., Tinti E., Marone C. Evolution of shear fabric in granular fault gouge from stable sliding to stick slip and implications for fault slip mode // Geology. 2017. Vol. 45. № 8. P. 731–734.

УДК 550.34

ПРОЯВЛЕНИЕ НЕЛИНЕЙНОСТИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕГИОНАЛЬНОГО РАЗЛОМА

Д.В. Павлов, В.И. Куликов, В.К. Марков, А.А. Остапчук, В.В. Седоченко

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Приведены результаты сейсмического и деформационного мониторинга регионального разлома, проводимого на глубине 300 м от свободной поверхности в подземных выработках шахты, добывающей железную руду. В качестве источников для сейсмопросвечивания разлома используются массовые взрывы на шахте. Показано, что в области малых деформаций 10^{-8}–10^{-7} нормальная жесткость нарушения сплошности проявляет нелинейность – с увеличением амплитуды воздействия на порядок, нормальная жесткость разлома снижается более, чем на порядок.

Введение

В настоящее время авторы данной работы занимаются апробацией системы сейсмического и деформационного мониторинга тектонических разломов на шах-

те им. И.М. Губкина ОАО «Комбинат КМАруда» в г. Губкин Белгородской области, которая разрабатывает Коробковское месторождение железистых кварцитов [Адушкин и др., 2017].

Для сейсмического мониторинга используется оригинальный метод определения деформационных характеристик разлома, разработанный в ИДГ РАН в 80–90-е годы прошлого века, который основывается на анализе изменения динамических параметров сейсмических волн при их взаимодействии с нарушениями сплошности массива горных пород [Кабыченко и др., 1996; Костюченко и др., 2002; Кочарян, 2016]. В качестве основного параметра, «отслеживающего» состояние разлома, используется его жесткость – нормальная и сдвиговая, соответственно:

$$k_n = \frac{d\sigma}{dW_n} \text{ и } k_s = \frac{d\tau}{dW_s} \quad (1)$$

где σ и τ – нормальное и сдвиговое напряжение, действующее в окрестности разлома, W_n и W_s – относительное нормальное и сдвиговое перемещение его берегов.

Переход разлома в метастабильное состояние сопровождается снижением его эффективной сдвиговой жесткости [Адушкин и др., 2016]. Именно это положение лежит в основе строящейся системы мониторинга. Основная цель работ – в условиях действующего предприятия попытаться отследить, как меняется во времени (и меняется ли вообще) жесткость разлома.

Результаты измерений

Для апробации системы мониторинга был выбран так называемый Стретенский разлом, который по геологической классификации относится к региональным. Разлом крутопадающий, его мощность достигает 100 м, длина – около 10 км. Более подробное описание разлома дано в работе [Адушкин и др., 2017]. Деформографические и сейсмические измерения проводятся на горизонте −125 м шахты (глубина от свободной поверхности 300 м) в 61-м Стретенском откаточном орте. Пункт измерений показан на рис. 1.

В настоящее время детально проследить структуру Стретенского разлома внутри орта невозможно, так как на стенки выработки нанесен слой цементного раствора, предохраняющий от вывала мелких кусков, но скрывающий структуру массива. То, что удалось выявить и картировать геологам шахты при проходке, показано черными прямоугольниками по ортам рис. 2. На этой схеме видно, что, как уже отмечалось выше, суммарная мощность разлома, простирающегося с ЗСЗ на ВЮВ, в месте пересечения со Стретенскими ортами достигает 100 м.

Для «просвечивания» разлома использовались сейсмические волны от массовых взрывов на шахте. Как показали предварительные измерения, спектральный состав этих сейсмовзрывных волн не соответствует масштабу разрывного нарушения – волны слишком короткие, чтобы охарактеризовать с их помощью всю 100-метровую зону разлома. Также заметим, что сейсмовзрывные волны от массовых взрывов в карьере Лебединского ГОКа, расположенного неподалеку, примерно в 5 км, и имеющие более низкочастотный состав, распространяются с восточного направления, то есть практически вдоль плоскости разлома, а потому – малоинформативны.

Исходя из этого, для измерений был выбран наиболее ослабленный участок разлома в пределах 61-го орта (рис. 2), шириной около 10 м. На этом участке, по всей его ширине, установлена сплошная металлическая крепь. Отметим, что этот

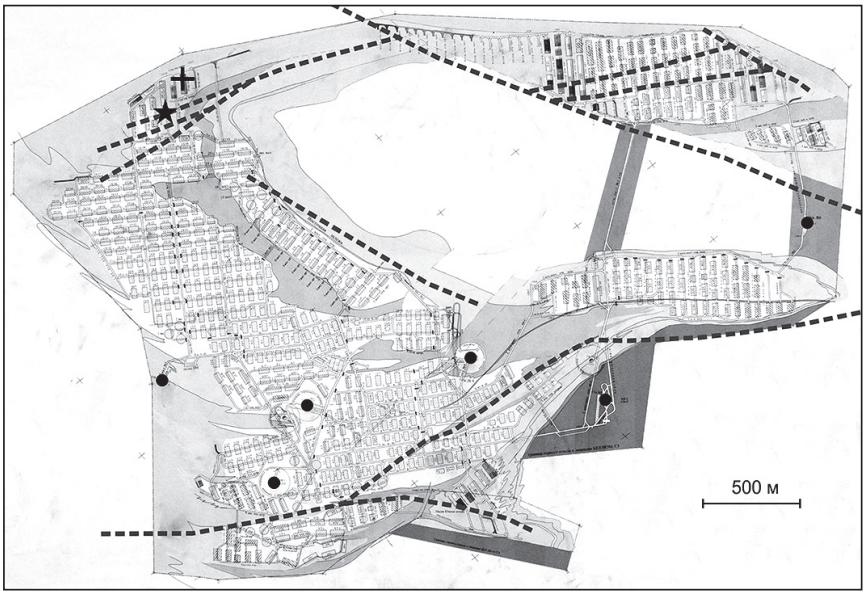


Рис. 1. Схема горизонта −125 м шахты. Крест – камера 2/59, в которой проводился взрыв. Звездочка – измерительный пункт ИДГ РАН

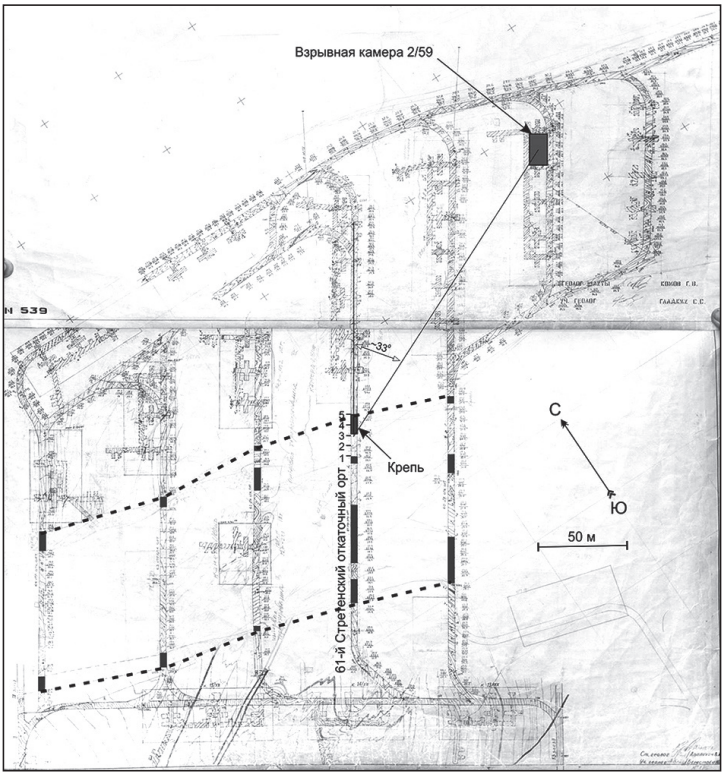


Рис. 2. Схема Стретенских ортов шахты. Пунктиром показано примерное положение Стретенского разлома

ослабленный участок прослеживается и в соседних ортах. В частности, в 60-м орте (рис. 2) этот участок также перекрыт сплошной 10-метровой металлической крепью.

Массовая скорость в сейсмических волнах регистрировалась геофонами GS-20DX (ООО «Геоспейс Интернэйшенал», Уфа). На левой стенке орта (см. рис. 2) был поставлен сейсмический профиль из пяти трехкомпонентных точек, примерно через пять метров. Общая длина профиля составляла около 20 м и перекрывала всю 10-метровую ослабленную зону. Полоса пропускания каналов регистрации составляла 10–400 Гц. Геофоны были приклеены к дюралевой площадке размером 15×15 см, которая крепилась к стенке орта одним анкерным болтом (рис. 3, а).

Между точками профиля 3 и 4 был установлен лазерный датчик перемещения ILD2220-10 (Micro-Epsilon, Германия, рабочая полоса частот 0–5 кГц, разрешение 0,1 мкм). Поскольку в нашем случае мощность всей ослабленной зоны очень значительна (около 10 м), не было возможности перекрыть датчиком перемещения её целиком. Поэтому было принято решение установить датчик внутри ослабленной зоны, на наиболее проявленном нарушении (рис. 13), в качестве которого была выбрана проработанная тектоническая трещина. Трещина пересекает орт приблизительно перпендикулярно. Угол падения – примерно 60°. Лазерный датчик устанавливался на вертикальной стенке поперек трещины для измерения её нормальной деформации на дюралевой штанге длиной 70 см. Один конец штанги двумя анкерными болтами крепился к одному берегу трещины, на другом конце штанги закреплялся датчик. На противоположном берегу трещины, также с помощью анкерного болта, крепилась мишень, от которой отражался лазерный луч (рис. 3, б). База измерений (расстояние между анкерами, крепившими штангу с датчиком, и анкером, крепившим мишень) составляла 110 см. Датчик был ориентирован приблизительно нормально к плоскости трещины. Сказать что-либо определённое о мощности самой трещины невозможно – стенки орта залиты бетонной обделкой, видна только узкая зона сместителя трещины, на которой обделка облупилась. Однако можно уверенно утверждать, что деформометр перекрывал трещину полностью.

Отметим, что в результате предварительных изысканий и анализа имеющихся данных, мы сначала перешли от зоны разлома мощностью 100 м к явно выделяющейся ослабленной зоне шириной 10 м, а затем – к тектонической трещине внутри этой ослабленной зоны, которая, по-видимому, является одним из основных

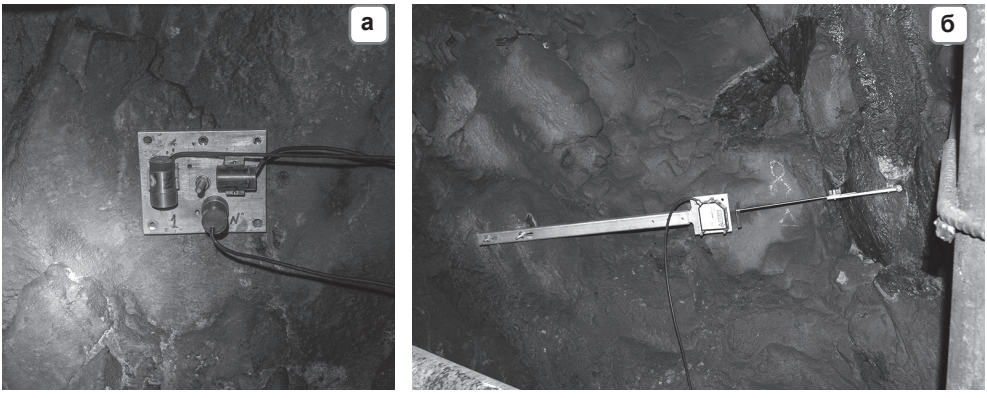


Рис. 3. Измерительные точки на профиле в 61-м орте: а – геофоны GS-20DX; б – деформометр трещины на базе лазерного датчика ILD2220-10

сместителей разлома. Во всяком случае, повреждение бетонной обделки на трещине говорит о том, что по ней происходят подвижки. В дальнейшем речь пойдёт о деформации именно этой трещины, мощность которой лежит в пределах, обозначенных анкерами деформометра (1,1 м).

Для прозвучивания сейсмического профиля, пересекающего интересующее нас нарушение сплошности, использовались два источника: удары шпалой в стенку орта в 3 м от точки 5 профиля (см. рис. 2) и взрыв в камере 2/59 (общая масса ВВ 11,6 т) в 140 м от профиля (рис. 2).

Для оценок нормальной жесткости ослабленной зоны использовалось квазистатическое приближение (см., например, [Кочарян, 2016]), которое заключается в том, что при определенном соотношении длины сейсмической волны, взаимодействующей с нарушением сплошности, и ширины последнего (в общем случае, длина волны должна быть много больше ширины нарушения) напряжение при переходе через границу раздела остаётся непрерывным, в то время как смещение претерпевает разрыв. Насколько известно авторам, подобная упрощенная схема взаимодействия сейсмической волны со структурным нарушением применяется уже очень давно и успешно во всех случаях, когда сейсмические волны используются для оценки деформационных свойств нарушений сплошности (см., например, [Kendall & Tabor, 1971; Schoenberg, 1980; Садовский, Костюченко, 1988; Pyrak-Nolte et al., 1990]).

В нашем случае длина волны составила: от ударов ~15 м, взрыва ~20 м, что существенно больше, чем примерная мощность нарушения (1,1 м). В случае ударов шпалой разрешения лазерного датчика не хватило для регистрации деформации трещины, поэтому нормальная жесткость нарушения оценивалась по «скачку» скорости на профиле геофонов [Кочарян, 2016]:

$$k_n = \frac{\pi \rho C_p}{T\sqrt{K^2 - 1}} \qquad (2)$$

где $\rho = 2600$ кг/м^3 – плотность вмещающего массива (кварцит), $C_p = 5000$ м/с – скорость распространения продольной волны в кварците, $T = 3$ мс – характерный период падающей волны, $K = V_{пад}/V_{прош} = 2{,}3$ (рис. 4) – коэффициент гашения – отношение амплитуд массовой скорости падающей и прошедшей волн. Отметим, что исходя из опыта обработки большого количества экспериментального материала, квазистатическое приближение можно уверенно применять, если коэффициент гашения лежит в пределах $1{,}5 \le K \le 3$.

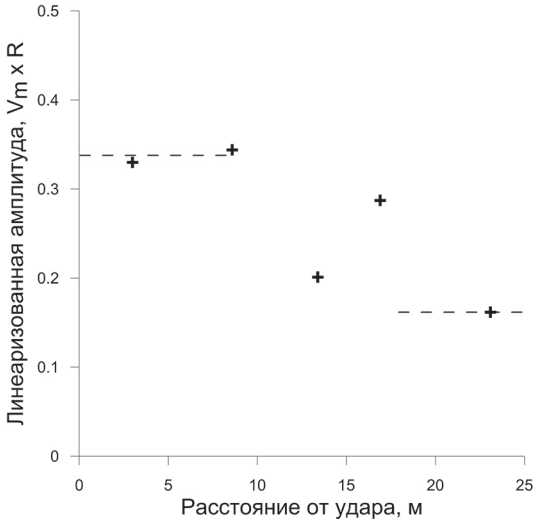


Рис. 4. Зависимость амплитуды горизонтальной компоненты *P*-волны вдоль стенки орта от расстояния при прохождении по профилю волны от удара

На рис. 4 показана зависимость амплитуды горизонтальной компоненты P-волны вдоль стенки орта от расстояния при прохождении по профилю волны от удара. Заметим,

что квазистатическое приближение, которое использовалось при обработке записей геофонов, применимо без особых трудностей лишь для плоской волны. Поскольку точка удара находилась очень близко от профиля, амплитуды скорости умножены на соответствующие расстояния до измерительных точек, чтобы учесть, в первом приближении, сферическую расходимость в волне.

Оценка нормальной жесткости трещины при прохождении волны от удара по формуле (2) составила: $k_{n1} = 6{,}5$ МПа/мм.

Воздействие от взрыва в камере 2/59 было зарегистрировано в полном объеме – геофоны на профиле и деформометр на трещине. На рис. 6 представлены записи деформометра и геофонов. Направление распространения волны от точки 5 к точке 1 (см. рис. 2). Как видно в точках 5 и 4 волновые эпюры довольно хорошо соответствуют друг другу. Однако при переходе от точки 4 к точке 3 волновая форма заметно меняется, и дальше на точках 2 и 1 волновая форма точки 3 вновь повторяется. Напомним, что тектоническая трещина, на которой был установлен деформограф, как раз и располагалась между точками 4 и 3.

Как уже отмечалось выше, в данном случае для оценок деформационных характеристик нарушения можно использовать квазистатическое приближение, а именно напряжение, с которым проходящая волна действует на трещину одинаково на обоих её берегах. Поэтому, нормальное напряжение можно оценить по эпюре массовой скорости в волне, прошедшей через нарушение, и зарегистрированной в точке 3 (рис. 5). Поскольку расстояние от взрывной камеры до пункта измерений (140 м) значительно больше базы измерений (1,5 м – расстояние от трещины до точки 3 профиля), то для оценки напряжения можно воспользоваться известным соотношением для плоской волны [Саваренский, 1972]:

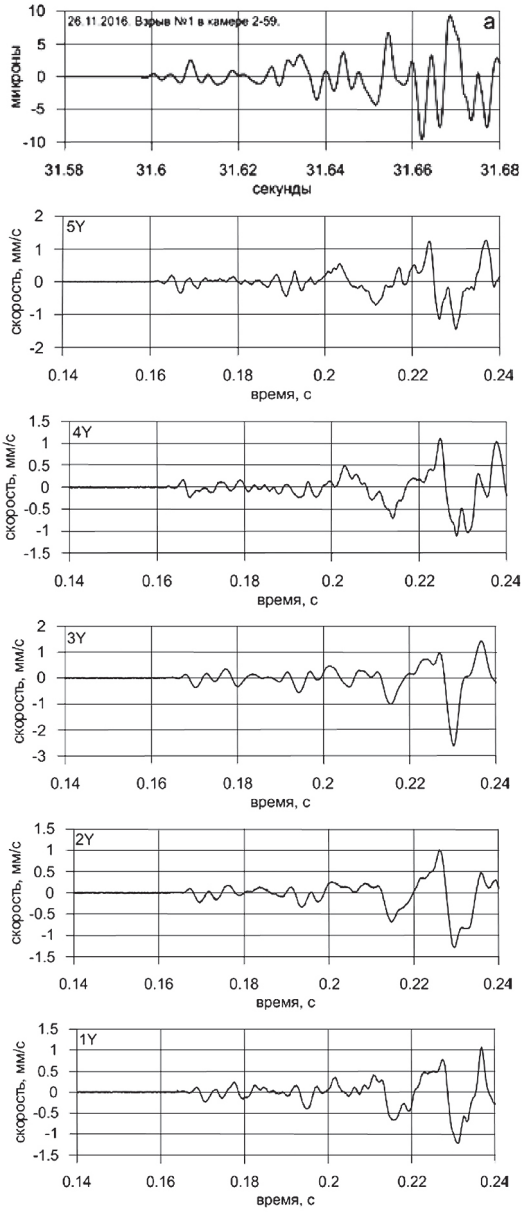


Рис. 5. Записи взрыва в шахте 26.11.2016 г. деформометром и геофонами GS-20DX на профиле в 61-ом орте. Компонента вдоль оси орта

$$\sigma = \rho C_p v, \quad (1)$$

где σ – нормальное напряжение, действующее на разлом, ρ – плотность вмещающей породы (кварцита), v – массовая скорость в продольной волне. В данном случае для оценок брались значения ρ = 2600 кг/м^3, C_p = 5000 м/с.

На рис. 2 видно, что волна от взрыва в камере 2/59 падает на нарушение сплошности не перпендикулярно, а под углом около 33°. Однако специально проведенные расчеты показали, что уравнения, полученные в квазистатическом приближении для волны, падающей нормально на нарушение сплошности, можно без особых ограничений использовать и в случае углов падения, отличных от нуля, вплоть до 45° [Кочарян, 2016].

Таким образом, используя полученную эпюру нормального напряжения, действующего на разлом, и его нормальной абсолютной деформации, зарегистрированной деформометром, исключая время, можно построить диаграмму динамического нагружения трещины, показанную на рис. 6. По наклону ветви нагружения определяем нормальную жесткость разлома: k_{n2} = 0,4 МПа/мм.

Обсуждение и выводы

На первый взгляд, получен парадоксальный результат: оценки нормальной жесткости одного и того же нарушения сплошности для двух разных воздействий дали значения, различающиеся более, чем на порядок. Длина падающей волны при этом различалась незначительно – ~15 м для ударов и ~20 м для взрыва.

Ничего удивительного, однако, здесь нет. Удар и взрыв существенно отличаются по интенсивности. Амплитуды горизонтальных компонент скорости смещения вдоль стенки орта в точке 3 составили V_1 = 0,017 мм/с и V_2 = 0,15 мм/с для удара и взрыва. Деформация трещины при ударе и взрыве составила $\varepsilon_1 \sim 2 \cdot 10^{-8}$ и $\varepsilon_2 \sim 5 \cdot 10^{-7}$, соответственно.

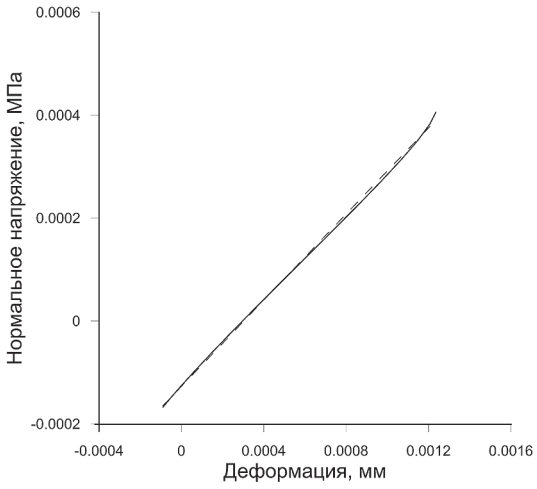


Рис. 6. Диаграмма динамического нагружения трещины, построенная по результатам регистрации деформации трещины и скорости смещения её берегов при прохождении волны от взрыва в камере 2/59

Эффект снижения нормальной жесткости нарушения сплошности с увеличением нормальной нагрузки известен уже давно [Kocharyan et al., 1997; Костюченко и др., 2002]. В области малых деформаций нормальная жесткость нарушения сплошности снижается с ростом нормальной нагрузки, причем эффект этот прослежен экспериментально вплоть до деформаций порядка $\varepsilon \sim 10^{-9}$. Увеличение жесткости начинается лишь после преодоления некоторого «порогового» уровня деформации. Порог этот был оценён как $\varepsilon^* \sim 10^{-3}$. Только после преодоления этого значения начинается рост жесткости

контакта, хорошо известный по «классическим» статическим испытаниям образцов с трещинами (см., например, [Bandis et al., 1983]).

В заключение стоит заметить, что имея оценки лишь для нормальной жесткости разлома, трудно сделать прогноз о степени «опасности» или «безопасности» ситуации, складывающейся в зоне сочленения Главной и Стретенской залежей шахты им. И.М. Губкина, которая как раз и соответствует зоне Стретенского разлома. Основную информацию о возможной подготовке подвижки по разлому несёт сдвиговая жёсткость, оценки для которой ещё предстоит сделать. Однако именно в зоне этого регионального разлома в настоящее время ведётся активная добыча железистого кварцита, регулярно проводятся массовые взрывы. Стоит также упомянуть, что при каждой регистрации взрывного воздействия (а их сделано уже шесть) деформометр на трещине регистрирует остаточные смещения, соответствующее расширению трещины. Эти остаточные смещения невелики, все они остаются в пределах 5 мкм, но все они одного знака. Межблоковые деформации на напряженном контакте могут накапливаться при любой амплитуде динамического воздействия [Кочарян и др., 2005, 2006], и обусловлено это именно нелинейностью характеристики напряжение–деформация. Однако при многократных циклах нагрузка–разгрузка контакт как бы «привыкает» к уровню динамической нагрузки. Для того, чтобы начать процесс межблокового перемещения, надо увеличить амплитуду воздействия – преодолеть порог фоновых колебаний. В данном случае удары шпалой соответствуют фоновому уровню динамических нагрузок в шахте, в то время как взрыв – сильное воздействие, способное «запустить» межблоковую подвижку.

Авторы выражают благодарность главному геологу ОАО «Комбинат КМАруда» С.Р. Золотухину за содействие в получении материалов по геологии Коробковского месторождения, а также участковым геологам шахты за активную помощь в выборе пунктов измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 16-17-00095).

Литература

Адушкин В.В., Кишкина С.Б., Куликов В.И., Павлов Д.В., Анисимов В.Н., Салтыков Н.В., Сергеев С.В., Спунгин В.Г. Построение системы мониторинга потенциально опасных участков Коробковского месторождения КМА // ФТПРПИ. 2017. № 4. С. 3–13.

Кабыченко Н.В., Костюченко В.Н., Ладнушкин С.М. Способ выявления вертикальных структурных нарушений массива // Патент РФ RU 2062484 C1. 1996.

Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 23–42.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К., Марков Д.В., Павлов Д.В. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 23–36.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Павлов Д.В. Роль нелинейных эффектов в механике накопления малых возмущений // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 5–14.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС. 2016. – 424 с.

Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М. : Недра, 1972, – 296 с.

Садовский М.А., Костюченко В.Н. О затухании сейсмических волн взрыва в массиве горных пород // ДАН, 1988, т. 301, № 6, с. 1344–1347.

Bandis S.C., Lumsden A.C. and Barton N.R. Fundamentals of rock joint deformation, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 20, No. 6, pp. 249–268, 1983.

Kendall K. and Tabor D. An ultrasonic study of area of contact between stationary and sliding surfaces // Proc. R. Soc. London A. Vol. 323, pp. 321–340, 1971.

Kocharyan G.G., Kostyuchenko V.N. and Pavlov D.V. The structure of various scale natural rock discontinuities and their deformation properties. Preliminary results // Int. J. Rock Mech. & Min. Sci. Vol. 34. No. 3–4, paper No. 159, 1997.

Pyrak-Nolte L.J., Myer L.R. and Cook N.G.W. Transmission of seismic waves across single natural fractures // J. Geophys. Res. Vol. 95. No. B6, pp. 8617–8638, 1990.

Schoenberg M. Elastic wave behaviour across linear slip interfaces // J. Acous. Soc. Amer., 68, 1516–1521, 1980.

УДК [553.2+553.3]:550.42

ВЛИЯНИЕ НАПОРНЫХ, НАСЫЩЕННЫХ ГАЗАМИ ФЛЮИДОВ, НА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ СРЕДЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Т.М. Злобина, В.А. Петров, В.Ю. Прокофьев, А.А. Котов, К.Ю. Мурашов

ИГЕМ РАН, Москва

При исследовании солидарного развития напряжений-деформаций среды и рудообразующих гидротермальных систем трех месторождений золота установлено, что на двух из них под влиянием напорных, насыщенных газами флюидов, при давлении более 3 кбар «запустились» процессы фазового перехода поля напряжений в вихревое. Выявлено, что такие процессы, происходящие при вариациях давлений более чем в 2 кбар, завершаются полностью при интенсивной дегазации флюидной системы, декомпрессионном вскипании растворов, приводящем к повышению содержаний в них солей, а также при очень больших вариациях соотношений концентраций газов (CO_2/CH_4) в растворах, регулирующих pH флюидной системы.

Введение

Ранее были изучены орогенные месторождения золота, сформированные в областях байкальского орогенеза при поступлении ювенильных флюидов в сферу на-

копления рудных концентраций из гидротермальных очагов, генерация которых происходила на различных глубинах (8–17 км). Флюидо-проводниками служили зоны сейсмоактивных разломов. В последние десятилетия развивается концепция о влиянии сейсмических эффектов на миграцию флюидов и накопление рудных концентраций. Одной из наиболее популярных моделей, объясняющих пульсационную миграцию флюидов в зонах разломов, является модель «клапанного механизма» (fault-valve) [Sibson et al., 1988], учитывающая циклическую взаимосвязь между поровым и литостатическим давлением, объемом поступающих в активный разлом флюидов. При увеличении гидротермального объема и давления, превышающего литостатическое, напорные, насыщенные газами флюиды поступают в сферу рудоотложения, а при сбросе давления и расходе флюидов «клапан закрыт». В работе С.Ф. Кокса [Cox, 2016] рассматривается формирование гидротермальных месторождений при различных возможных стилях развития сейсмических процессов: 1) «главный толчок – «афтершок» и 2) роевые землетрясения. Предложена «модель роевых землетрясений, инициированных напорными флюидами», в соответствии с которой, характерной реакцией на внедрение флюидов являются события роев землетрясений с низкими магнитудами (<4). Предполагается, что рудные концентрации могли накопиться за 10^4–10^5 лет в процессе тысяч эпизодов роевой сейсмичности. Для расчетов использованы результаты опытных закачек воды. При σ_{max}–σ_{min} > 5,7T (T – предел прочности на разрыв) деформация сдвига на разломе происходит в ответ на рост давления под напором флюидов, а при σ_{max}–σ_{min} < 4T раскрытие трещин дилатансии вблизи проводящего нарушения может начаться до деформации сдвига на разломе. Модель практически исключает влияние эффективных тектонических напряжений на разломе. Вместе с этим, в работе [Соболев, Пономарев, 2011] показано, что сейсмический процесс разрушения, инициированный водным флюидом, развивается в ослабленной зоне разлома в условиях самоорганизующейся критичности (модель SOC). Роль водного флюида, как наиболее эффективного триггера сейсмического процесса, состоит в снижении критических параметров разрушения пород.

Задача наших исследований состояла в оценке влияния напорных, насыщенных газами рудообразующих флюидов, на изменение напряженно-деформированного состояния (НДС) среды в процессе солидарного циклического развития динамической и флюидной систем. Для аналитического сравнения выбраны три месторождения золота, отличающиеся по глубинам формирования источников и динамическим режимам проводящих зон. Вернинское месторождение размещено в центральной части Байкало-Патомского пояса и локализовано в покровно-складчатой черносланцевой толще байкалид Бодайбинского синклинория, сформированного над палеорифогенной зоной. Его образование связано с поступлением флюидов в динамическом режиме активизации зоны надвигов, образовавшихся в крест простирания палеорифта [Котов и др., 2016]. Ирокиндинское и Уряхское месторождения размещены на восточной окраине Байкало-Муйского пояса. Рудные тела Уряхского месторождения локализованы в рифейских толщах байкалид – как в сланцах, так и в метавулканитах. Здесь выявлено автономное развитие тектонических блоков. Жильные тела Ирокиндинского месторождения вмещают архейские гнейсы кратонного выступа Южно-Муйской глыбы и интрузивные породы байкало-муйского комплекса. Образование Ирокиндинского и Уряхского месторождений происходило при пульсационном поступлении флюидов в зоны глубинных разломов, активизировавшихся в режиме сдвигов [Злобина и др., 2014; 2016].

Методы

Влияние флюидов на НДС среды рассматривается в пространствах фазовых состояний взаимодействующих тектоно-динамического и флюидного режимов. Наиболее надежными индикаторами, позволяющими оценить близко одновременные процессы деформаций и миграции флюидов при формировании месторождений, образованных 280–320 млн лет назад, являются минералы периода рудообразования – кварц и сульфиды. Реконструкция главных нормальных векторов напряжений–деформаций произведена по динамо-парам сколов, выполненных рудными прожилками, оперяющими Q–Au жилы, из которых взяты образцы для исследования флюидных включений (ФВ), законсервированных в кварце и сфалерите в период рудообразования. Тектонофизическим методом [Малиновский, Чернышев, 1980] по каждой динамо-паре восстановлены все возможные частные переменные ориентировки векторов напряжений (σ_1, σ_2, σ_3) и деформаций (A, B, Сгеол. соответствуют T, B, Рсейсм), изменчивость которых оценивалась на сферограммах по изолиниям плотности их распределения (в %). Количественная оценка изменчивости ориентировок векторов в пространстве проводилась с помощью статистического критерия осевого типа [Bingham, 1974]. Относительные удлинения (укорочения) осей σ_1, σ_2, σ_3 напряжений определялись по вариациям собственных значений собственных векторов (t_1, t_2, t_3) матрицы тензора, а неустойчивость динамической системы – по значениям коэффициентов асимметрии (k_1, k_2, k_3) тензоров [Bingham, Mardia, 1978]. Такой подход позволяет исследовать процесс развития НДС в пространстве фазовых состояний, а не конечный результат деформаций после полной релаксации напряжений. Фазовые состояния флюидной системы (ФС) характеризуют переменные величины параметров: температуры (T °C), давления (P), плотности (d), солености, химического состава растворов и газов, а также дегазации. Они получены при исследовании индивидуальных ФВ в кварце и сфалерите. Микротермокриометрические исследования ФВ проводились на установке THMSG–600 фирмы «Linkam». Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрация солей в растворе ФВ оценивалась по температурам плавления газгидратов [Collins, 1979], а углекислоты в растворе – из объемных соотношений фаз и плотностей углекислоты и метана в газовой фазе. Давление оценивалось для гетерогенного флюида по пересечению изохоры и изотермы. Оценка концентраций солей и давлений флюида проводились с использованием программы FLINCOR [Brown, 1989]. Валовый анализ состава ФВ был выполнен из мономинеральных фракций кварца по методике [Кряжев и др., 2006]. Использовались методы газовой и ионной хроматографии, а также ICP MS.

Результаты

Анализ фазовых портретов хрупких деформаций и НДС среды образования трех месторождений выявил различия. Поступление флюидов в зону надвига при формировании Вернинского месторождения происходило в условиях нестабильности поля напряжений, на что указывают вариации оценок σ_1, σ_2, σ_3, и асимметрия тензоров напряжений, которая является показателем объемных напряжений, действующих из центра масс флюидопотока. Здесь и далее $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$. Установлена инверсия осей $\sigma_3 \leftrightarrow \sigma_2$, вызвавшая возвратные «маятниковые» деформации с качанием плана BC вокруг пологой оси A и изменение направления подвижек вдоль

проводящих сдвиго-надвиговых нарушений. По распределению векторов A, B, C механизм деформаций сопоставим с механизмом, имеющим сейсмический источник двойного диполя (DC – Double Couple). Поступление флюидов в зоны сдвигов вдоль глубинных разломов при формировании Уряхского и Ирокиндинского месторождений происходило также в изменяющемся динамическом режиме, но при центроидном коническом распределении векторов напряжений-деформаций, что видно на рис. 1. Подобное распределение векторов T, B, P имеет сейсмический механизм центроида момента (NDC – Non Double Couple).

Для Уряхской динамической системы установлены ранняя и поздняя фазы развития. Раннюю фазу характеризует пульсирующее неравновесное поле напряжений одноосного переменного сжатия-растяжения ($\sigma_3 = \sigma_2 > \sigma_1 \leftrightarrow \sigma_3 = \sigma_2 < \sigma_1$, $\sigma_3 \leftrightarrow \sigma_1$) и максимальная асимметрия тензоров. Для поздней фазы характерно четко структурированное, замкнутое вокруг оси симметрии конуса (H), состояние динамиче-

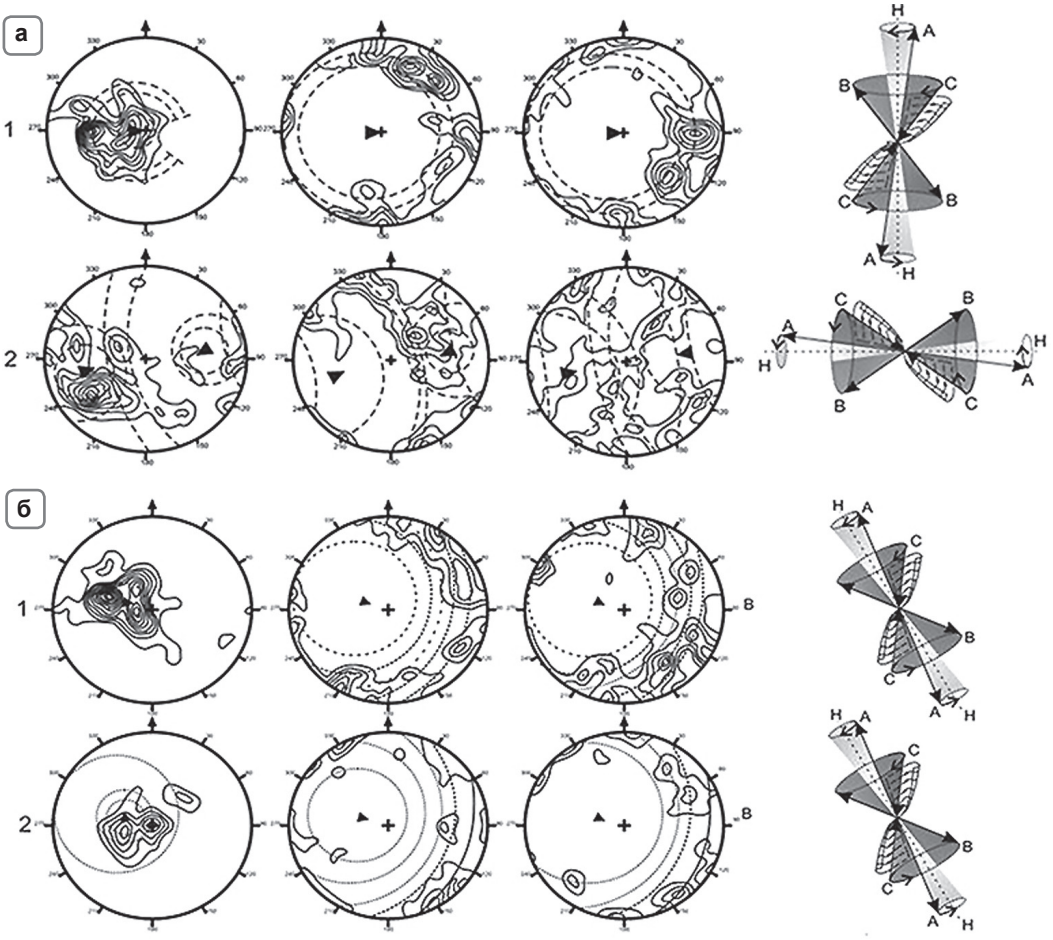


Рис. 1. Коническое распределение векторов A, B, C в Уряхском (а) и Ирокиндинском (б) месторождениях и соответствующие им модели деформаций: а) – поздняя фаза (1) и ранняя фаза (2); б) – четко структурированное распределение A, B, C (1,2) с одинаковым погружением оси симметрии конуса (H – аз. 110°, угол 60°). Δ – проекция оси H; пунктир – проекции сечений аппроксимирующих конусов Бингхема

ской системы с устойчивым центроидным распределением σ_1, σ_2, σ_3 и минимальной асимметрией тензоров. Ранняя фаза проявилась во всех блоках месторождения, а поздняя – только в одном блоке. Для Ирокиндинской динамической системы по обобщенным выборкам выявлено устойчивое, четко структурированное поле напряжений одноосного растяжения с замкнутым вокруг Н центроидным распределением σ_1, σ_2, σ_3 и минимальной асимметрией тензоров. Однако анализ вариаций оценок напряжений по малым выборкам показал наличие пульсаций ($\sigma_1 \approx \sigma_2 << \sigma_3$ или $\sigma_1 >> \sigma_2 \approx \sigma_3$; $k_1 < k_2 << 0$, $k_1 << k_2 < 0$), которые слабо отразились на общей статистике параметров деформаций.

Таблица 1

Вариации параметров рудообразующих газ-гидратных флюидных систем

Объект	Глубина, км	T °C [max перепад]	P (кбар) [max перепад]	d (г/см^3)*	CO_2 (моль / кг р-а)** [г/кг H_2O] ***	HCO_3^- [г/кг H_2O]***	CO_2/CH_4 (моль/кг р-ра)**	$P_{вода+газ}/P_{вода}$ [max параметр дегазации]	Конц. солей (мас.%, экв. NaCl)
I	8–9	356–252 [104]	2,86–0,72 [2,14]	ф1,0–0,84 г0,94–0,54	8,6–1,4 [265,4]	[8,56–16,47]	8,6–2,3	24,8–10,9 [13,9]	9,1–1,4
II	11	361–259 [102]	3,28–1,12 [2,16]	ф1,06–0,96 г1,01–0,7	9,1–2,5 [87,5]	[55,2]	9,04–6,7	23,7–13,1 [10,6]	9,1–2,5
III	15–17	453–287 [166]	4,24–1,9 [2,34]	ф1,09–0,96 г1,01–0,67	6,9–1,5 [29,6]	[203,9]	1495,04–5,5	57,7–7,9 [49,8]	46,3–1,6

ФС: I – Вернинская, II – Уряхская, III – Ирокиндинская; *ф – флюид, г – газ. Концентрации: **по индивидуальным ФВ, ***общие в вытяжках из ФВ.

Фазовый состав флюидных систем (ФС) трех месторождений относительно схож. На рис. 2 состав флюидных включений в минералах исследуемых объектов отражает гетерогенное фазовое состояние флюида при комнатной температуре. Ирокиндинская ФС отличается присутствием многофазовых высокотемпературных рассолов. Сингенетичность первичных газовых включений с первичными углекислотно-водно-солевыми включениями означает, что гетерогенный флюид образовался в результате фазовой сепарации углекислотно-водно-солевого раствора на жидкую и существенно газовую фазы. Из табл. 1 видно, что газонасыщенность, давления, температуры, плотность флюидов, в целом достаточно высокие для всех трех ФС. При аналитическом сравнении солидарного развития динамических и флюидных режимов установлены однотипные процессы, отражающие триггерное влияние флюидов на процесс разрушения. Хрупкие деформации сопровождались сбросом P ($P_{max} \approx 2$ кбар) флюидного режима, снижением плотности как углекислотно-водного флюида, так и его газовой фазы, изменением T °C, что является реакцией ФС на дилатансионную декомпрессию при заполнении флюидами вакуумированных трещинных зон. При периодическом сбросе P происходила фазовая сепарация флюидов на газ и водно-солевой раствор, а также дегазация ФС, что согласуется с неустойчивым полем напряжений переменного сжатия-растяжения. Флюиды, поступавшие в сейсмоактивные тектонические нарушения, локально добавляли объемные инъективно-гидродинамические напряжения, которые, судя по асимметрии тензоров напряжений, вызывали дестабилизацию и удаление НДС

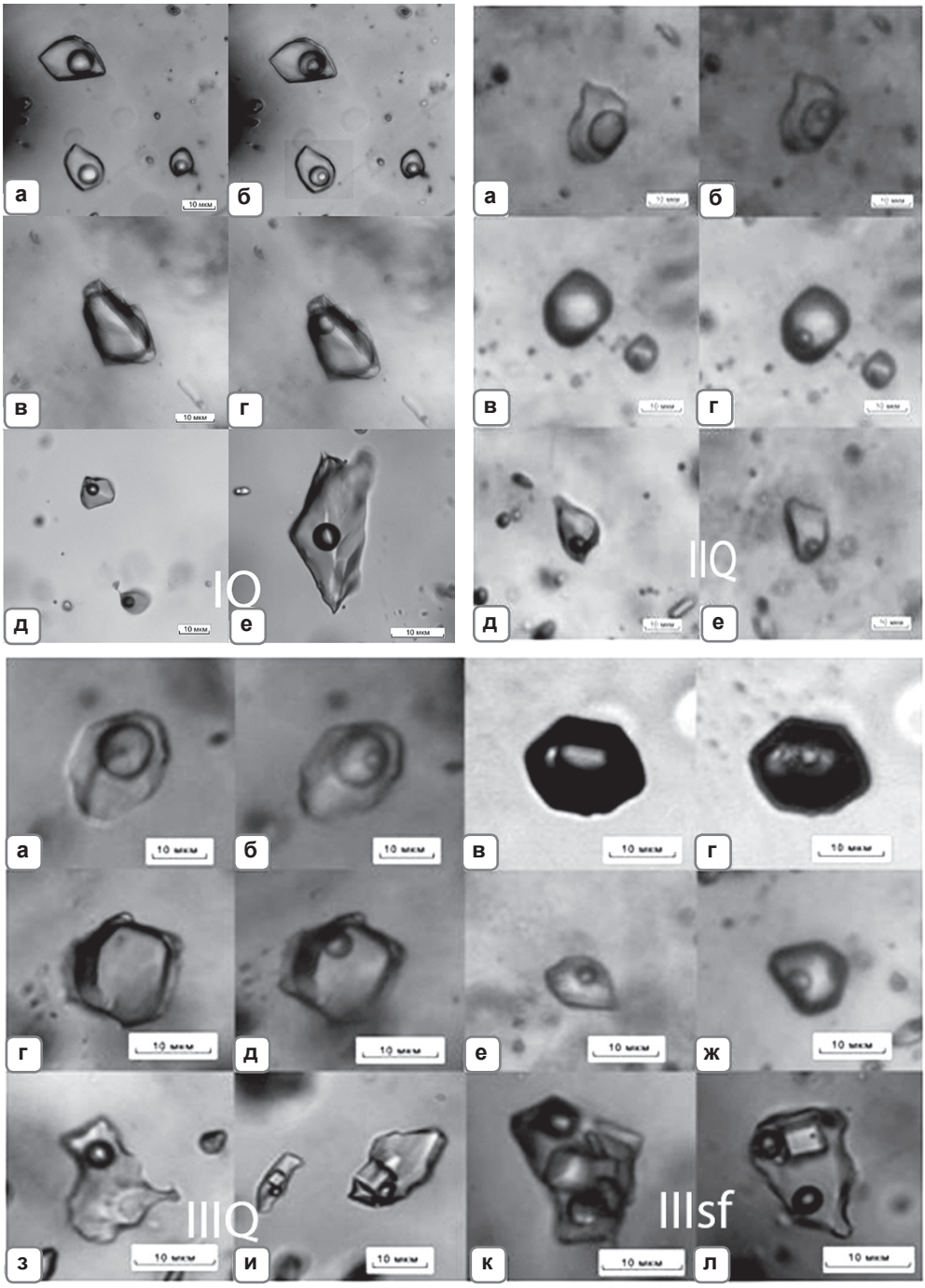


Рис. 2. Фазовый состав индивидуальных ФВ в кварце (Q) и сфалерите (sf) при комнатной *T* °С под микроскопом для ФС: I – Вернинской, II – Уряхской, III – Ирокиндинской. Углекислотно-водные с газовым пузырьком, содержащим жидкую CO_2 – IQ–а, б, IIQ–а, б, IIIQ–а, б, IIIsf–в, г; газовые, заполненные плотной углекислотой – IQ–в, г, IIQ–в, г IIIQ–г, д; газово-жидкие – IQ–д, е, IIQ–д, е; двухфазовые газово-жидкие водно-солевых растворов – IIIQ–з, и, IIIsf–е, ж; многофазовые газово-жидкие хлоридных рассолов – IIIsf–к, л. Масштаб 10 мкм

систем от состояния равновесия. В неустойчивом поле напряжений, в связи с дегазацией наблюдались значительные вариации отношений концентраций CO_2/CH_4, от которых зависит pH (кислотно-щелочной баланс) растворов. Для Ирокиндинской ФС установлена инверсия (механизм термохимического фазового перехода) щелочного режима в кислотный, а Уряхская ФС испытала инверсию кислотного режима на щелочной только в одном из блоков. В противоположность этому признаки инверсии флюидного режима Вернинской ФС не обнаружены, несмотря на значительные вариации CO_2/CH_4. Кроме того, для Уряхской и Ирокиндинской систем выявлены признаки фазового перехода поля напряжений переменного сжатия-растяжения в устойчивое одноосное вихревое, повлекшего структурирование деформаций вокруг новой оси симметрии H и развитие крутящихся тангенциальных сколов, а для Вернинской системы такие признаки не обнаружены. Возникли вопросы о том, почему процессы фазового перехода Уряхской и Ирокиндинской динамических систем путем перестройки поля напряжений в вихревое запустились под влиянием напорных, насыщенных газами флюидов, а Вернинской – нет, а также о том, почему перестройка Ирокиндинской динамической системы завершилась полностью, а Уряхской – локально в одном блоке. Данные *PT* параметров ФС из табл. 1 указывают, что три изученных объекта представляют собой континуум флюидодинамических систем, в котором наименьшие в целом переменные *PT* параметры свойственны Вернинской ФС, промежуточные – Уряхской, а максимальные – Ирокиндинской, что можно объяснить расчетными глубинами генерации их гидротермальных источников. Однако отличия химического состава, концентраций солей, метана, растворенного и свободного углекислого газа, степени дегазации, от которых зависит стиль развития флюидных систем, связать с глубиной трудно. Обращают на себя внимание параметры дегазации: средние для Вернинской и Уряхской систем и очень высокие для Ирокиндинской. Кроме того, очень высокое значение соотношения концентраций Br/Cl в Ирокиндинской ФС (0,053) и высокое (0,0193) в Уряхской указывают на интенсивное выпаривание водного флюида в условиях декомпрессионного кипения, которое происходило при близких значениях сброса *P* (на 2,34, 2,16 кбар, соответственно) и изменения *T* (на 71, 72 °C). При этом Ирокиндинская ФС выделила очень большой объем газов CO_2, что, вероятно, связано с «шоковой» декомпрессией, а Уряхская ФС выделила его значительно меньше. Возможно, высокие содержания солей в Ирокиндинской ФС (16,0–46,3 мас%, экв. NaCl) обусловлены интенсивным выпариванием водно-солевых растворов в условиях декомпрессионного кипения. Флюидная система Вернинского месторождения также испытывала декомпрессию, на что указывает сброс *P* на 2,14 кбар при изменении *T* на 104 °C, однако, нет основания для интерпретации выпаривания флюидов. Результаты сравнения фазовых состояний флюидных и динамических систем трех месторождений указывают на значительную роль свободных газов, химического состава растворов и их декомпрессионного кипения в перестройке динамических режимов при образовании двух из них – Ирокиндинского и Уряхского.

Обсуждение результатов аналитического сравнения

Рассмотрим фазовое состояние «CO_2 раствор – CO_2 газ – пар» ФС в условиях дегазации и декомпрессионного вскипания в палеосейсмическом режиме. По результатам изучения вытяжек из ФВ в водном флюиде Вернинской системы общая концентрация растворенного CO_2 составляет 265,4, в Уряхской системе – 87,5, а в

растворах Ирокиндинской – 29,61 г/кг воды. Такие показатели обратно пропорциональны показателям ($P_{вода+газ}/P_{вода}$), характеризующие степень дегазации систем. По данным [Prokofyev et al., 2017] Вернинская ФС, в которой преобладает CO_2 в растворе, имеет в целом более легкий изотопный состав ($\delta^{13}C/\delta^{12}C$) углерода (от –4,1 до –1,9), чем Уряхская (от –2,9 до –2,6) ФС с умеренной дегазацией, а в Ирокиндинской ФС, где CO_2 преобладает в парогазовой фазе, изотопный состав углерода тяжелый (от –0,6 до +0,7). Исследования [Гуцало, Плотников, 1997] показали, что в гидрокарбонатной неравновесной системе «вода-газ-пар» при фракционировании изотопов углерода более обогащается тяжелыми ($\delta^{13}C$) изотопами, а не водная фаза. Учитывая эти данные, можно предположить, что утяжеление изотопного состава углерода внутри каждой ФС связано с периодической дегазацией флюидов. Вместе с этим из табл. 1 нетрудно заметить, что с резким уменьшением в водном флюиде концентраций CO_2, пропорционально увеличивается концентрация HCO_3^-. При изучении гидросейсмологических параметров во время подготовки и события Учкурганского землетрясения установлен [Юсупов, Шин, 2013] аналогичный тренд изменения параметров концентраций CO_2 и HCO_3^-, а также утяжеление изотопного состава углерода в CO_2 газ от –18 (на стадии подготовки) до –6 к моменту землетрясения. Значительно более тяжелый в целом изотопный состав углерода палео-систем мы связываем с аномальными ювенильными газами глубинных источников. Интенсивная дегазация флюидов происходила при высоком *P*. На рис. 3, а видно, что область фазовых состояний по зависимым осциляторам «Р-концентрации CO_2 в растворе» Вернинской ФС, для которой инверсия флюидного режима не обнаружена, замыкается с $P_{max} \approx 2{,}8$ кбар, а Уряхской ФС, испытавшей инверсию флюидного режима в условиях перестройки поля напряжений, область изменчивости таких параметров замыкается с $P_{max} \approx 3{,}2$ кбар. Если считать, что более активная дегазация начиналась при *P*, превышающем, как минимум, 3 кбар, то основной причиной наиболее интенсивной дегазации Ирокиндинской ФС следует считать ее высокое $P_{max} \approx 4{,}2$ кбар, значительно превышающее критическое. Концентрации солей в растворах Вернинской и Уряхской ФС достаточно низкие и достигают максимальных значений (~9 мас.%) при $T \approx 374$ °С, а высоко соленые растворы Ирокиндинской ФС имеют такие же концентрации при $T \approx 360$ °С, что видно на графике рис. 3, б. Из графика на рис. 3, в следует, что плотность флюидов в 1 г/см^3 достигается низкосолевыми растворами Верниской и Уряхской ФС при $T \approx 374$ °С, а рассолами Ирокиндинской системы – при $T \approx 345$ °С. График рис. 3, г, отражающий зависимость *PT* параметров, указывает также, что $P \approx 3$ кбар соответствует $T \approx 374$ °С для Уряхской ФС и $T \approx 345$ °С – для Ирокиндинской. Растворенные соли выполняют роль структурирующего фактора в неравновесных диссипативных системах [Летников, 1997] – при высоких концентрациях солей в растворах снижаются критические *T* параметры фазовых переходов. Результаты обсуждения полученных и опубликованных данных позволяют сделать следующие выводы. Причинами стремительно быстрого фазового перехода Ирокиндинской динамической системы в вихревой энергосберегающий режим являются: 1) высокая дегазация флюидной системы в режиме декомпрессионного кипения при P_{max}, значительно превышающем 3 кбар; 2) интенсивное выпаривание растворов при шоковой декомпрессии, высокая соленость. В Уряхской системе критические *PT* параметры достаточны для начала процесса, но при недостаточной дегазации ФС и при пониженной солености процесс завершился только в локальном объеме одного блока. Возможно, роль напорных газов является доминирующей при фазовом переходе сейсмического поля напряжений в вихревое. По результатам исследований [Нико-

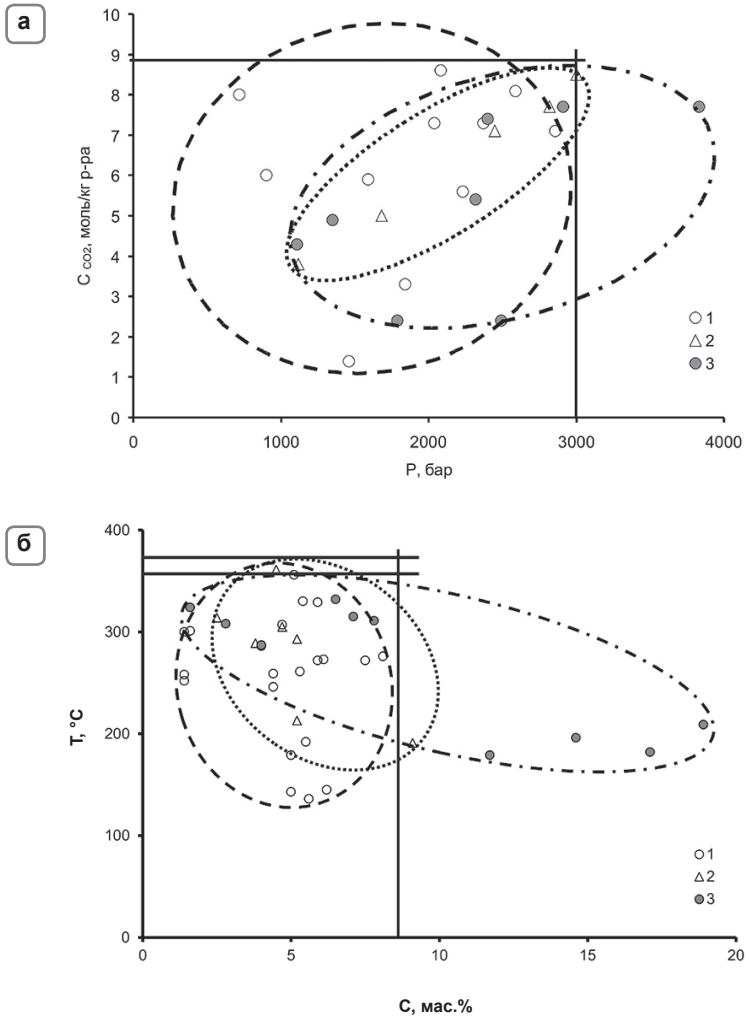
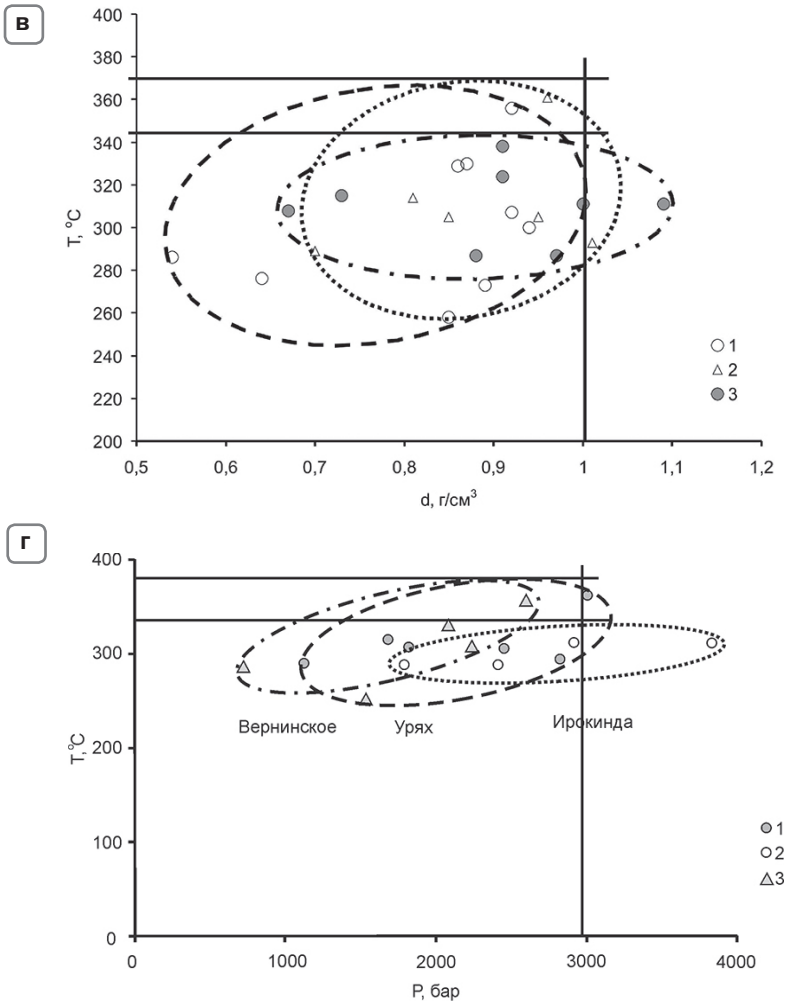


Рис. 3. Области фазовых состояний парно-зависимых осциляторов Вернинской, Уряхской и Ирокиндинской ФС: а – Р-концентрации CO_2 в растворе; б – Т-концентрации солей;

лаевский, 2016] «...осцилляции газовых включений обеспечивают перекачку энергии сейсмических волн на доминантные частоты, различные для случаев пассивной сейсмики (единицы герц) и активного воздействия (10–20 Гц)».

Выводы

Поступление в динамически активную систему напорных, насыщенных газами флюидов вызывает дестабилизацию НДС среды. Высокие концентрации газов и солей снижают критические *PT* параметры разрушения и ускоряют процессы фазового перехода динамической системы в новое энергосберегающее состояние. Процессы фазового перехода поля напряжений в вихревое «запускаются» при $P >$ 3 кбар, а завершаются полностью при интенсивной дегазации флюидной системы,



в – Т-плотность растворов, газов; г – РТ. На графиках а, б, в – области параметров ФС: 1 – Вернинской, 2 – Уряхской, 3 – Ирокиндинской

декомпрессионном вскипании растворов, приводящем к повышению содержаний в них солей, а также при очень больших вариациях соотношений концентраций газов (CO_2/CH_4) в растворах, регулирующих pH флюидной системы.

Литература

Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Гуцало Л.К., Плотников А.М. Методика расчета и оценка распределения CO_2 и факторов фракционирования изотопов углерода карбонатной системы гидротерм при неравновесном выделении CO_2 из водного раствора // ДАН, 1997. Т. 352. № 2. С. 230–234.

Злобина Т.М., Мурашов К.Ю., Котов А.А. Моделирование структурно-динамических условий локализации Au-Q жил месторождения Ирокинда (Муйский золоторудный район) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 2. С. 55–61.

Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Котов А.А., Мурашов К.Ю., Вольфсон А.А. Уряхское золоторудное поле (СВ Забайкалье): формирование структурных парагенезисов в сейсмическом режиме центроидного типа // ДАН. 2016. Т. 470. № 4. С. 462–467.

Котов А.А., Прокофьев В.Ю., Злобина Т.М., Мурашов К.Ю. Влияние палеосейсмогенных факторов на формирование золоторудных месторождений в зонах дислокаций // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: Матер. докладов III Всерос. конференц. Иркутск: ИЗК РАН, 2016 С. 156–159.

Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4 Геология. 2006. № 4. С. 30–36.

Летников Ф.А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геол. руд. месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 307–322.

Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф. Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах // Эндогенные рудные месторождения. М. : Наука, 1980. С. 215–229.

Николаевский В.Н. Реальная продольная волна и ее зависимость от присутствия газа // Физика Земли, 2016. № 1. С. 3–14.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Динамика разрушения моделей геологической среды при триггерном влиянии жидкости // Физика Земли. 2011. № 10. С. 48–63.

Юсупов Ш.С., Шин Л.Ю. Применение изотопного состава углерода для прогнозирования землетрясений // XX симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова, 2013. ГЕОХИ РАН: Тезисы докладов. М. : Акварель, 2013. С. 375–378.

Bingham Ch. An antipodally symmetric distribution on the sphere // Annals of Statistics. 1974. Vol. 2. P. 1201–1225.

Bingham Ch., Mardia K.V. A small circle distribution on the sphere // Biometrika. 1978. V. 65. P. 379–389.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390–1393.

Collins P.L P. Gas hydrates in CO_2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Economic Geology. 1979. V. 74. P. 1435–1444.

Cox S.F. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes // Economic Geology. 2016. Vol. 111. N 3. P. 559–587.

Prokofiev V.Y., Safonov Y.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina N.M. The physical-chemical parameters and composition of mineralizing fluids of gold deposits in Northern Transbaykalia, Russian Federation // ECROFI-2017. Biennial Meeting 23–29 June 2017. Nancy, France. Abstr. Universite de Lorraine. P. 228.

Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. 1988. V. 16. P. 551–555.

УДК 553.3/553.2./550.34

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА)

Ю.Г. Сафонов

ИГЕМ РАН, Москва

Рассматривается общее состояние изучения триггерных явлений и факторов в процессах образования золоторудных концентраций при формировании золоторудных районов и месторождений. Основное внимание уделено методологическим вопросам и процессам становления, развития рудогенерирующих-рудообразующих магматических и флюидных золотоносных систем, их энергетическому состоянию, которые рассматриваются на примере раннедокембрийских месторождений, в основном – уникального бассейна Витватерсранд.

Введение

Представления о триггерных эффектах, сложившиеся в исследованиях процессов становления и развития различных геосфер, охватывают широкий круг явлений, рассматриваемых тектонофизикой, геомеханикой, геодинамикой, планетологией и другими областями науки. Но подобные подходы пока не задействованы должным образом в рудной геологии как в ее специализированных областях – металлогении-минерагении, так и в исследованиях рудных месторождений – истории их образования, условий консервации и преобразования. Остаются малоразработанными такие понятия как «Сфера рудообразования» («...рудоотложения»), «рудоподготовительный период» (этап) в истории становления определенных металлогенических таксонов и другие. Во многом это объясняется спецификой объектов рудной геологии, в которых переплетаются геологические, петрологические, геохимические, физические и физико-химические составляющие, соотносимые с общим становлением и развитием земной коры и мантии, а также применительно к конкретным объектам. Тем не менее, потребность в более упорядоченном знании начальных явлений формирования рудных концентраций в земной коре, в поэтапном их создании от геохимически специализированных магм, флюидов, до рудообразующих растворов, представляется крайне важной, особенно в связи с нарастающей значимостью прогнозирования и поисков скрытых руд. В целом эта проблема сопряжена с активно развиваемыми представлениями о рудообразующих системах, факторах и разносторонних условиях образования рудных месторождений. Проблема источников рудообразующего вещества, путей миграции рудоносных магм и флюидов (растворов) является традиционной, ее научные направления разрабатываются в рамках общей теории рудообразования. Но соотношения этих направлений с названными выше областями науки нельзя признать удовлетворительными. Такие соотношения проявляются редко. Примером могут служить работы академика Н.А. Шило по теме «Физика процессов рудогенеза» [Шило, 2008] и другие. Эти работы относятся к проблеме

образования золоторудных месторождений, широкий диапазон условий образования которых позволяет рассмотреть некоторые важные стороны проблемы «триггеров» процессов рудообразования на основе обширной информации и опыта автора.

Методологические подходы к изучению триггерных явлений в рудной геологии

Накопленные данные по золоторудным месторождениям позволяют рассмотреть широкий круг вопросов зарождения определенных этапов развития рудогенерирующих (первичных) и рудообразующих (заключительных) систем. Последними определяется формирование минеральных систем, отвечающих понятию «месторождение». Системный анализ процессов рудообразования в последние десятилетия становится доминирующим в рудной геологии, особенно в геологии золоторудных месторождений, но в целом еще не имеет должного понятийного обеспечения, устоявшихся методологических подходов и других атрибутов, составляющих научные основы этого направления исследования. Это определяет необходимость пояснений при рассмотрении некоторых положений, не имеющих широкого признания. Следует выделить те вопросы, которые представляются важными не только для понимания закономерностей образования и размещения месторождений золота. К ним относятся: иерархия магматических, флюидно-магматических и гидротермальных систем по рангам, соответствующим разномасштабным металлогеническим таксонам. В принятых Геологической службой страны методологических подходах к прогнозно-поисковым и оценочным геологическим работам определено 10 таких разномасштабных таксонов в площадном диапазоне от $n \cdot 10^6$–10^7 до $n \cdot 10^{-3}$–10^{-2} км^2 – от глобальных поясов – мегапровинций до малых таксонов пятого порядка. Собственно рудные месторождения относятся к малому третьего порядка ($n \cdot 10$ км^2), тогда как рудные поля и рудные узлы соответственно – второму и первому порядкам. В проводимых нами исследованиях основное внимание уделено этим малым таксонам, а также рудным районам, отнесенным к таксонам пятого класса ($n \cdot 10^3$ км^2). Более высокие классы таксонов – трансрегиональные, региональные, нельзя обойти при рассмотрении золоторудных месторождений бассейна Витватерсранд, в связи с его эксклюзивностью (добытое золото и запасы ~80 тыс. т). В соответствии с принятым нами стереогенетическим принципом подразделения рудогенерирующих и рудообразующих систем, круг рассматриваемых триггерных явлений относится к малым таксонам и региональному. В бассейне Витватерсранд они проявляются нестандартно. К «стандартным» триггерным явлениям относятся те, которые определяются энергетическими режимами становления и развития магматических очагов определенных составов, проявлениями регионального и локального метаморфизма, а также гидрогенным режимом, характерным для рудовмещающих комплексов пород – вулканогенно-осадочных, терригенных, в основном сланцевых комплексов, а также разломной тектоникой в разномасштабных ее проявлениях и различных соотношениях с магматизмом, площадным (объемным) метасоматозом, зависимым, в свою очередь, от петрофизических характеристик среды. Данные по геологической позиции золоторудных месторождений, пространственно связанных с магматическими телами (от батолитов до даек и магматических брекчиевых трубок), показывают зависимость локализации месторождений от кольцевых структур, редко имеющих признаки связи с конкретными магматическими – купольными структурами. С последними связаны многие редкометаль-

ные месторождения. В то же время эпитермальные золоторудные месторождения, характерные для вулканических поясов, где они обычно приурочены к кальдерным структурам, иногда осложнены телами эксплозивных брекчий. В отдельных месторождениях линзо-, трубообразные тела эксплозивных брекчий вмещают золоторудную минерализацию. Как показал опыт отработки таких тел на месторождении Кочбулак (Узбекистан), характеризующегося наличием бонанцевых руд (Au > 100 г/т), вертикальный диапазон локализации золотоносных брекчий редко достигал 100 м, однако основной контроль разломами жильных тел, характерный для месторождения, сохранялся. Приведенные данные иллюстрируют важность изучения развития эксплозивных процессов как рудообразующих. Но в еще большей мере эти процессы могли иметь значение в рудогенерирующих системах на стадии накопления первичных рудоносных растворов, генерируемых при дифференциации геохимически специализированных магм. Скрытые эксплозивные процессы способны создавать при определенных *PT* условиях и химической активности камерные скопления флюидов, из которых флюиды способны мигрировать в сферу рудоотложения и создавать там рудные концентрации. Вероятно, от энергии таких скрытых эксплозий зависят и масштабы накопления рудных концентраций в месторождениях, включая образование рудных гигантов (для золота >> 1000 т).

В последние годы внимание исследователей все в большей мере уделяется газовым компонентам рудоносных флюидов [Наумов и др., 1997]. С газовой фазой связывается химическая активность флюидов, образование миграционных форм переноса металлов и, как показано на примере современных гидротермальных систем, а также некоторых месторождений, раскристаллизация рудных компонентов, в том числе наноразмерных [Новгородова и др.,1996;]. Последние характеризуются зависимостью от проявлений механизма кавитации [Адушкин и др., 2004], подобного, установленному Э.М. Галимовым [1973], для алмаза.

Еще в начальный период становления отечественной радиогеологии В.И. Вернадским указано на значение радиогенной тепловой энергии урановосных литосферных блоков и влияние радиоактивных элементов (среди которых уран является наиболее представительным) на процессы петрохимической дифференциации земного вещества, прежде всего, магматической дифференциации при радиохимических процессах, связанных с α, β, и γ-излучениями [Вернадский, 1997]. Совокупность теплового и радиохимического воздействий на геологическую среду с непременным учетом факторов времени и миграции радиоактивных элементов, как и других составляющих атомной энергии, рассматривались В.И. Вернадским [1954] и другими учеными, главным образом, глобально. Роль такого воздействия в «геологических и минералогических явлениях», определяющих сущность металлогенических процессов, в частности, в образовании определенных парагенезисов месторождений и масштабов рудных концентраций, только предполагалась. Возможности раскрытия таких зависимостей появились с накоплением знания закономерностей распространения и образования рудных месторождений, как и в петрологии, геохимии земной коры и мантии. Теплогенерация, химическое и физическое воздействие на окружающую минеральную массу энергии радиоактивного распада U, Th, K, находящихся в земной коре и мантии не только в рассеянном состоянии, определяющем их кларковые содержания, но и в значительных концентрациях, создавали, по-видимому, условия для нестандартного, отличного от нормативного, развития магматической дифференциации. Понятие «нормативной» магматической дифференциации автором принимается как отражающее установленные природные процессы образования и преобразования магматических пород, определяемые общи-

ми петрохимическими закономерностями и *PT* условиями формирования мантии и земной коры. Как «нестандартная» понимается магматическая дифференциация, проявляющаяся при нарушении градиентного изменения названных параметров и других условий. Характеристиками-индикаторами таких «аномальных» условий формирования магматогенных рудоносных флюидов служат урановые руды так называемой пятиэлементной формации (U, Ni, Co, Bi, Ag), их сонахождение с серебро-полиметаллическими месторождениями и другие многочисленные факты необычных сочетаний рудных месторождений в урановосных провинциях. Распространение крупных и сверхкрупных, явно эндогенных, месторождений урана, находящихся в таких «необычных» сочетаниях с месторождениями других металлов, локализация рудных гигантов (Ag, Pb, Zn) и разноразмерных месторождений Cu, Au, Bi в урановосных провинциях и районах с мелкими-средними месторождениями урана, рассматриваются автором как проявления определенного уранового тренда в развитии металлогенических процессов. Современное состояние изученности проявлений магматической дифференциации, фракционирования магм, соотношений магматизма с геодинамическими режимами и тектоническими обстановками рассматриваются во многих работах. Сохраняющаяся неопределенность в понимании начальной стадии формирования Земли отражается в различии подходов к изучению закономерностей развития магматизма, а соответственно, и его металлогенического значения. Представления автора настоящей работы по данной проблеме близки к изложенным в монографии [Богатиков и др., 2010]. С ранней стадией агломерации-акреции протовещества, вероятно, связаны общая гетерогенность мантии, развитие плюмового магматизма и другие явления. К числу таких явлений относятся связанные с неравномерным распределением радиоактивных элементов. На основании обобщения данных и оригинальных исследований авторы выделили важные вехи в магматической истории Земли, начиная с рубежа 2,3–2 млрд лет, считающегося переломным. До этого времени, в архее основное значение в становлении земной коры имела плюм-тектоника и высокомагнезиальный магматизм, сменившиеся плейт-тектоническим режимом развития и значительным возрастанием роли гранитоидного магматизма, что проявилось уже в период ~1,8–1,5 млрд лет в виде анорогенных магматических комплексов в складчатых поясах. С мезопротерозоя (1,2–1,0 млрд лет) магматические процессы и события оцениваются как однотипные, но естественно эволюционировавшие, включая главные для фанерозоя проявления гранитоидного магматизма. Выделенные периоды развития определенных серий магматизма, в общем, увязываются с эволюцией геохимической специализации рудоносных структур и типами месторождений. Для мезо-, неоархейского периодов характерно развитие урановосных лейкогранитов и пегматитов, золоторудных месторождений в зеленокаменных (апокоматиитовых) поясах, месторождений типа IOCG. В среднем протерозое образовались урановые месторождения типа несогласия, иногда со значительными концентрациями золота (±Ni, МПГ, Ag). Для этих месторождений, как и для автономно формировавшихся альбититовых месторождений урана, показательны не только натриевые, но и магнезиальные метасоматиты. В тех же урановосных провинциях распространены золоторудные месторождения типа TAGS (тепловые аномалии). Эти «золотоносные системы» увязываются с развитием гранитов, в том числе, в виде «больших интрузивных провинций». Подобная провинция выделена и в кратоне Гаулер, наряду с провинцией Олимпик Дэм (U-Cu-Au±Ag, REE) на востоке Австралии. В пределах провинций гранитоидного магматизма – каледонского, герцинского, мезозойского размещаются U-Au рудные районы-области, в которых урановые месторождения (U-P, U-Mo) ассоциируются с

месторождениями не только золота, но и серебра, олова, свинца, цинка, флюорита, реже Cu, Mo, W, TR. Вопросами развития гранитоидного магматизма и его металлогенической специализации в фанерозое посвящены многие работы, среди которых длительное время лидировали публикации советских исследователей. В последний период такие позиции в петрологии гранитоидов сохранили, в основном, исследования редкометального гранитоидного магматизма, при сократившихся в объемах, но отвечающих мировому уровню, разработках других вопросов. К сожалению, исследования связей уранового рудообразования с гранитами и проявлениями кислого вулканизма проводятся в ограниченных объемах. Ранее проведенные исследования показали, что в проявлениях гранитоидного магматизма складчатых областей фанерозоя выделяются формации (ассоциации), различающиеся по металлогенической специализации. Золотоносные системы увязываются, в основном, с диорит-гранодиоритовыми ассоциациями [Сафонов, 2004].

Проблема триггеров рудообразующих процессов раннего периода металлогенической специализации земной коры

В рассмотрении этой проблемы основное значение имеют данные по докембрийским месторождениям золота (ими определяется более половины известных золоторудных концентраций в земной коре), а также палеозойских месторождений, распространенность и параметры которых, во многом зависели от глубинного строения, предистории геологического развития золотоносных провинций. В позднеархейскую и раннепротерозойскую эпохи в Каапваальском кратоне (ЮАР), в блоке Ийлгарн (Австралия), на Канадском, Индийском и Бразильском щитах, проявился контроль золоторудных месторождений региональными разломами, масштабными зонами скалывания и локальными ареалами развития долеритового и субщелочного гранитоидного магматизма. Обширная информация показывает наиболее контрастное выражение вероятных парагенетических связей золоторудной минерализации с лампрофировым-долеритовым дайковым магматизмом, имеющим глубинные корни (пояс Абитиби-Канада, Дарварский кратон – Ю. Индия, пояс Вилуна-Норсмен, блок Ийлгарн). Примечательны факты нахождения скрытых гранитных батолитов и пегматиовых тел, включая экзотические, с крупными кварцевыми ядрами (Дарвар), в названных провинциях. Позднеархейская золотрудная минерализация вызывает особый интерес в связи с бассейном Витватерсранд, геологическое строение которого показано на рис. 1. В настоящее время наибольшее распространение в мире имеют представления о принадлежности его золота к палеороссыпям – продуктам эрозии среднеархейских (~3,2 млрд лет) золото-кварцевых месторождений. Последние геохронологические исследования «галечных» пиритов Re-Os методами [Frimmel et al., 2005] показали, что они имеют возраст ~3 млрд лет, то есть, одинаковый с возрастом гранитов основания бассейна, при возрасте метатерригенных пород и вулканитов в интервале 2,9–2,5 млрд лет. Проведенные нами исследования [Сафонов, Прокофьев, 2006], наряду с опубликованными данными, привели к выводам о консидиментационно-гидротермальном генезисе уран-золотоносных рифов. Анализ соотношений золота, кварца, урана, пирита в месторождениях различных золотоносных провинций позволяет предполагать, что уникальный бассейн Витватерсранд сформирован в надплюмовой зоне, где одновременно проявились батолитовая гранитизация, компенсационное прогибание и генерация золотоносных (±Cr, Co, Os-Ir, U, Fe, S) флюидов в верх-

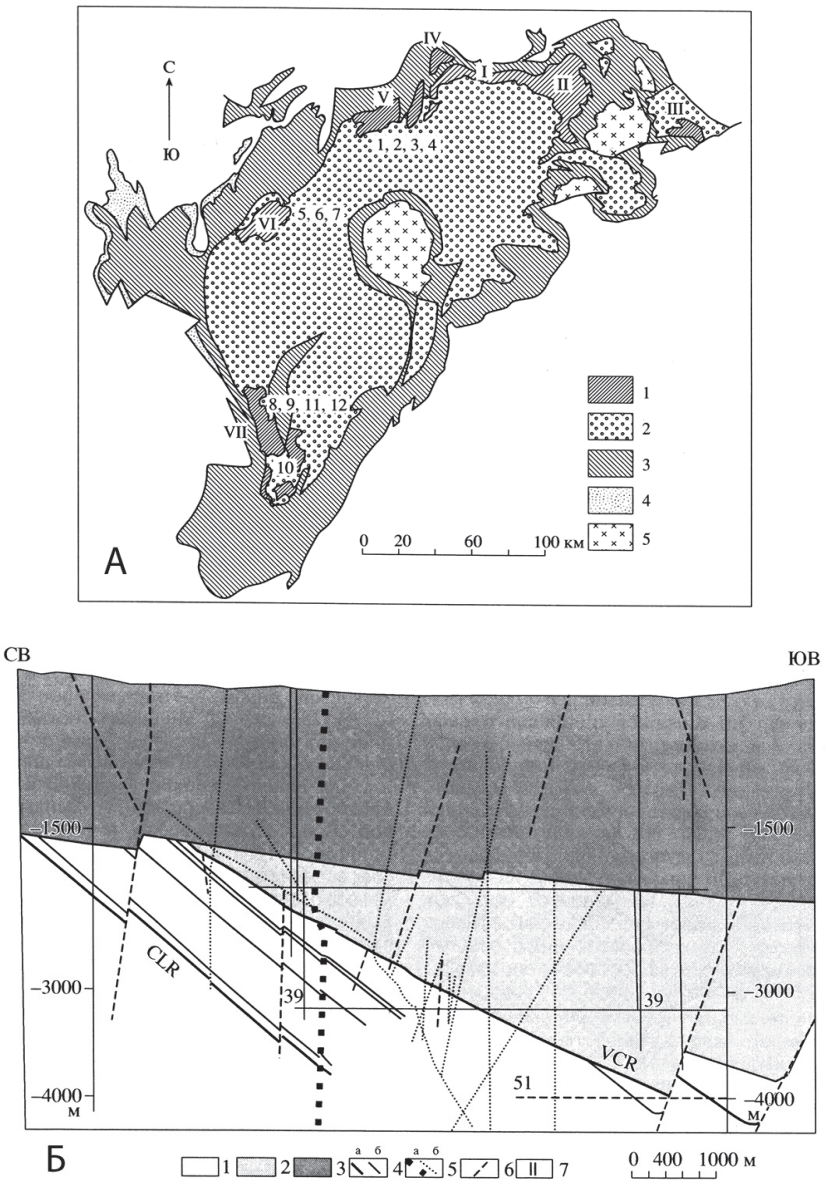


Рис. 1. Схематическая карта размещения рудных полей (Au±U) в бассейне Витватерсранд (А) [по Myers et al., 1990] и разрез его северо-восточной части через рудник Клооф (Вест Витс Лайн) (Б) [по материалам геологической службы Англоголд (ЮАР)]. (А) 1 – площади рудных полей (I – Центральный ранд, II – Восточный ранд, III – Евандер, IV – Западный ранд, V – Карлетонвилл, VI – Клерксдорп, VII – Велком; 2–4 – группы пород: 2 – Сентрал ранд, 3 – Вест ранд, 4 – Доминион; 5 – кристаллические породы основания. (Б) 1 – терригенные породы супергруппы Сентрал ранд; 2 – вулканиты супергруппы Вентерсдорп; 3 – породы группы Трансвааль; 4 – рудоносные рифы: основные (а) (VCR – Вентерсдорп Контакт, CLR – Карбон Лидер), второстепенные (б); 5 – дайки: мощные (а), маломощные (б); 6 – разрывные нарушения; 7 – стволы шахт (вертикальные линии) и подземные горные выработки из стволов (горизонтальные линии: сплошные – пройденные, пунктир – планируемые); по крайним границам горного отвода отметки глубин от поверхности

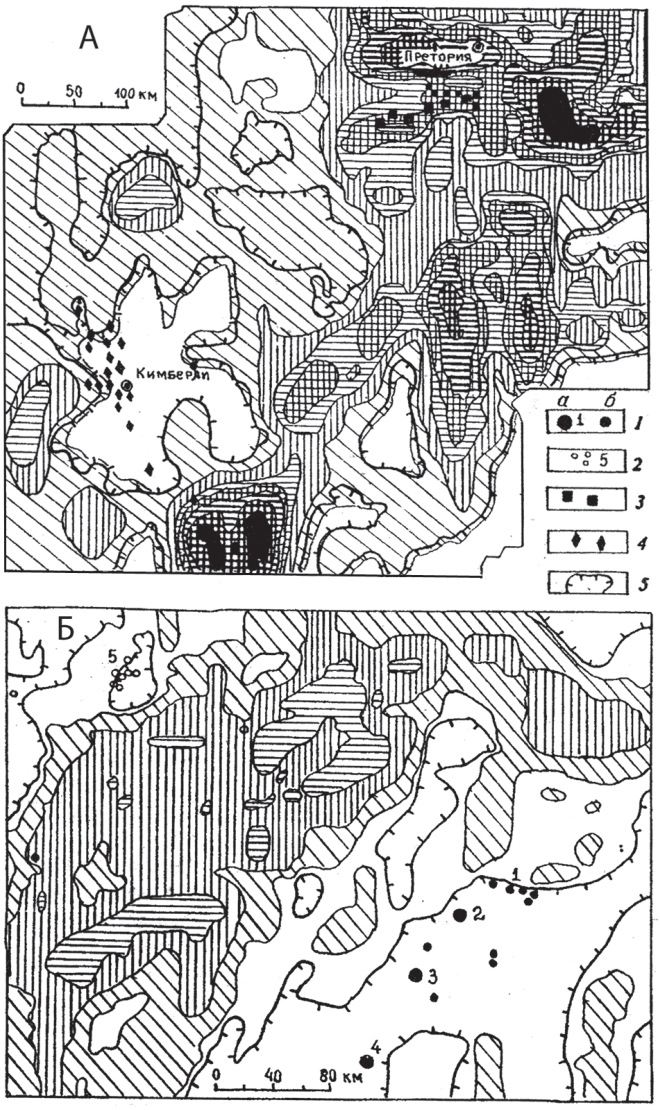


Рис. 2. Районирование рудоносных блоков древних щитов в гравитационном поле. А – Юго-запад кратона Каапвааль (бассейн Витватерсранд), Б – бассейн Атабаска Канадский щит [по Голомолзин, Серых, 1997]. 1–2 – урановорудные районы с месторождениями «типа несогласия»: 1 – Юго-восточная Атабаска (месторождения: 1 – Раббит Лейк, 2 – Сигар-Лейк, 3 – Мак-Артур, 4 – Ки-Лейк); 2 – месторождения рудного района Биверлодж (на рис. Б); 3 – золото-урановые месторождения бассейна Витватерсранд; 4 – месторождения кимберлитовых трубок района Кимберли (на рис. А); 5 – площади распространения оптимального диапазона информативных геофизических признаков для прогноза месторождений (на рис. А и Б). Максимальная энтропия гравитационного поля –2,64–2,96 (черное на рис. А)

ней, головной части мантийного плюма. Как известно, в соседних блоках кратона в период 2–2,5 млрд лет сформирован также уникальный Бушвельдский массив (Pt, Pd, Cr и др.). Проведенные в 90-е годы прошлого столетия геофизические иссле-

дования гравитационных полей докембрийских щитов [Голомолзин, Серых, 1997] показали различия по степени неупорядоченности энтропии полей бассейна Витватерсранд и района Атабаска (Канадский щит), где локализованы урановые месторождения типа «несогласия», что видно на рис. 2. Значения энтропии для рудоносных рифов Витватерсранда (2,64) и Бушвельдского массива (2,96) контрастно отличаются от значений урановосной площади Атабаска и Кимберлитовой области Каапвааля (0–0,56). Формирование золоторудной минерализации Витватерсранда отражает начальные терригенные процессы в создании золоторудных концентраций в земной коре. Сущность этих процессов обсуждается более 100 лет, при основном внимании к процессам образования золота и пирита. Только в последние десятилетия присоединен кремнезем, что привело к обоснованию процессов дифференциации щелочных ультраосновных магм с образованием расплавов кремнезема и высокоплотных флюидов [Маракушев и др., 2012]. Н.А. Шило показал [2008] вероятность переноса золота в форме цианидов, а А.А. Маракушев с соавторами [Маракушев и др., 2014] – связи золота и серы. При этом поступление в бассейн Au и S авторы связывают с мощными периодическими эксплозиями, выносящими огромные массы кремнезема.

Генетически значимую информацию представляют исследования текстур рудоносных рифов, в которых встречаются почти идеально круглые обломки кварца и пирита, что видно в штуфе на рис. 3, в и под микроскопом на рис. 3, б, а также в разной степени деформированный кварц – рис. 3, в и стадии хемогенного округления кристалла хромита – рис. 3, а. Исследования уран-золотоносных рифов представляют возможность рассмотреть и триггерные явления в разных вариантах. Несмотря на распространенность представлений о палеороссыпной природе золота в рифах Витватерсранда, информация о древних корах выветривания реголита в кратоне Каапваль очень ограничена и неоднозначна. Однако в последнее время появились публикации о связи начального цикла образования золоторудных концентра-

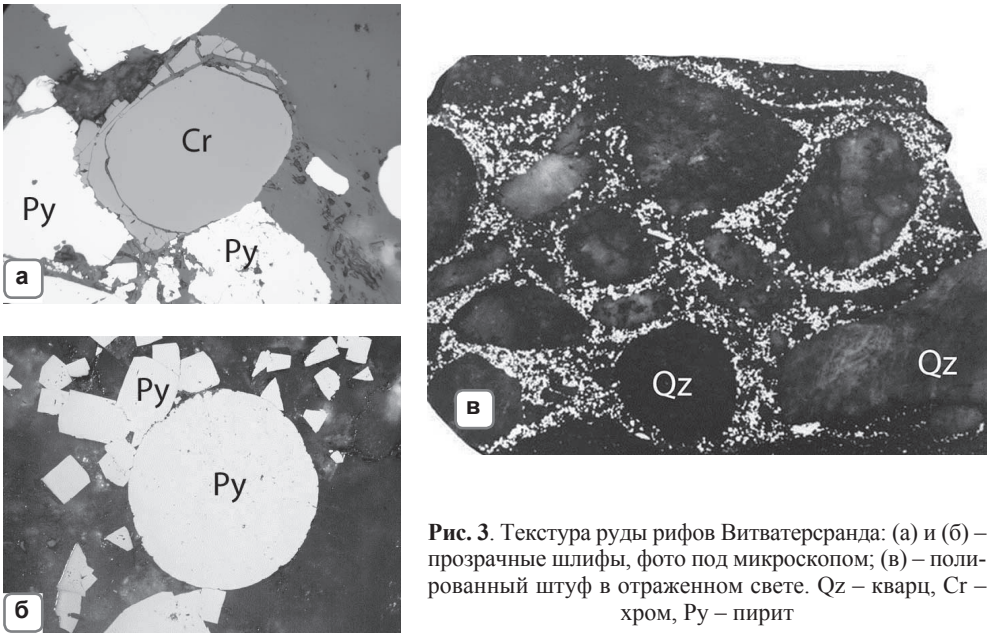


Рис. 3. Текстура руды рифов Витватерсранда: (а) и (б) – прозрачные шлифы, фото под микроскопом; (в) – полированный штуф в отраженном свете. Qz – кварц, Cr – хром, Py – пирит

ций в земной коре с первыми потоками кислородсодержащей атмосферы [Frimmel, Henningh, 2015]. Время их появления и начала биогенной активности оценивается, примерно в 3,0–2,9 Ga, тогда как орогенные месторождения на щитах имеют возраст 2,4–2,7 Ga. Вместе с тем существуют представления об астроблемном происхождении бассейна Витватерсранд, базирующиеся на фактах нахождения в нижней вулканогенно-осадочной толще Доминион базальтов. К этой толще приурочены и наиболее значимые концентрации уранинита, не имеющие связей с органогенными матами. Следует отметить, что в целом урановые (U_3O_8) концентрации в бассейне близки к 1 млн т. Более значительные зафиксированы только на месторождении Олимпик ДЭМ (1200 тыс. т) при 1200 т Au. Именно здесь наиболее контрастно проявились процессы гидрогенно-тектонического брекчирования, близкого по выражению к эксплозивному.

Заключение

Изложенное отражает те рациональные направления в разработке представлений о триггерных явлениях, факторах, влияющих на развитие процессов эндогенного рудообразования, их специализацию и масштаб. Первостепенными по значимости представляются процессы радиогенного стимулирования развития рудогенерирующих систем, особенно многометальных. Значительно большего внимания заслуживает проблема эксплозивных явлений на различных глубинных уровнях земной коры. Решение актуальных задач во многом зависит от комплексных исследований, объединяющих геологов-рудников и геофизиков широкого спектра специализации.

Литература

Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц минералов в рудных месторождениях // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 3. С. 363–370.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и пространстве: труды ИГЕМ РАН ; нов. Серия. М. : Наука, 2010.

Вернадский В.И. О радиоактивных химических элементах в земной коре: труды по радиогеологии. М. : Наука, 1997. – 319 с.

Вернадский В.И. Избранные сочинения, Т. 1. М. : Изд-во АН СССР. 1954.

Галимов Э.М. Кавитация как механизм синтеза природных алмазов // Изв. АН СССР; сер. геол., 1973. № 1. С. 22–37.

Голомолзин В.Е, Серых А.С. Особенности эволюции древних щитов и прогноз месторождений в их пределах по геофизическим данным // Руды и металлы, 1997. № 2. С. 23–32.

Маракушев А.А., Глазовская Л.И., Панеях И.А., Маракушев С.А. Проблема происхождения урановo-золоторудного месторождения Витватерсранд // Вестник МГУ; сер. 4. Геология. 2012. Т. 4. № 3. С. 13–16.

Наумов В.Б, Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов // Геология рудных месторождений, 1997. Т. 39. № 6. С. 521–530.

Новгородова М.И., Андреев С.Н., Самохин А.А., Гамянин Г.Н. Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросфорул в гидротермальных растворах // ДАН, 1996. Т. 389. С. 669–671.

Сафонов Ю.Г. Процессы образования золоторудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М. : ИГЕМ РАН, 2004. С. 99–129.

Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд // Геология рудных месторождений, 2006. Т. 48. № 6. С. 475–511.

Шило Н.А. Витватерсранд: физика рудогенеза // Известия РАЕН. Секция наук о Земле. 2008. Вып.16. С. 3–12.

Frimmel H.E., Groves D.I., Kirk J., Ruiz J., Chesley J., and Minter W.E.L. The Formation and Preservation of the Witwatersrand Goldfields, the World's Largest Gold Province // Economic Geology, 100th Anniversary. V. 2005. P. 769–797.

Frimmel H.E., Henningh Q. First whiffs of atmosperic oxygen triggered onset of crustal gold cycle // Miner. Deposita, 2015. V. 50. N 1. P. 123–138.

Myers R.E., McCarthy T.S, and Stanistreet I.G. A tectono-sedimentary reconstruction of the development and evolution of the Witwatersrand Basin, with particular emphasis on the Central Rand Group // South Africa Jurnal of Geology. 1990. V. 93(1). P. 180–201.

III. ИНИЦИИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ГОРНЫМИ РАБОТАМИ

УДК 622.233; 622.235

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ, ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ И ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ПРИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ВЗРЫВАХ ПО ФОРМИРОВАНИЮ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОТЕХНОЛОГИИ

А.А. Еременко, В.Н. Филиппов, А.И. Конурин

Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН, Новосибирск

Приведены горно-геологические характеристики руд и вмещающих пород месторождений Горной Шории. Отработка месторождений осуществляется подземным способом с применением систем разработки этажного принудительного обрушения, этажно-камерной без и с закладкой выработанного пространства и др. Дана оценка геомеханического состояния массива горных пород и описан механизм формирования горных ударов при ведении подготовительных и очистных работ. Установлено, что толчки классом от 1 до 3,5 распространяются от 45 до 190 м за период от 1 до 350 ч. Исследовано влияние технологических взрывов на энергетическое и пространственное распределение геодинамических явлений на Восточном и Северо-Западном участках. Определено, что отбойка блоков на этих участках способствует увеличению класса толчков от 1 до 6, при этом расстояния между очагами взрывов колебались от 450 до 1000 м и более.

Введение

Железорудные месторождения Горной Шории располагаются на отрогах Алтае-Саянской складчатой области и разрабатываются на глубинах 600–1000 м и более. Быстрое понижение горных работ на подземных рудниках сопровождается увеличением напряжений в массиве, горными ударами и усложнением геотехнологии очистных работ. При разработке Таштагольского месторождения широкое применение нашла система разработки этажного принудительного обрушения руды и вмещающих пород [Дубынин и др., 1975], при этом панели располагают вкрест простирания рудных тел с обрушением блоков на всю высоту этажа параллельно сближенными скважинными зарядами взрывчатых веществ (ВВ) различного диаметра на компенсационные камеры и зажатую среду [Еременко, 2013]. Для создания плоской и траншейной форм подсечных пространств, а также разворотов осуществляются технологические взрывы различной интенсивности.

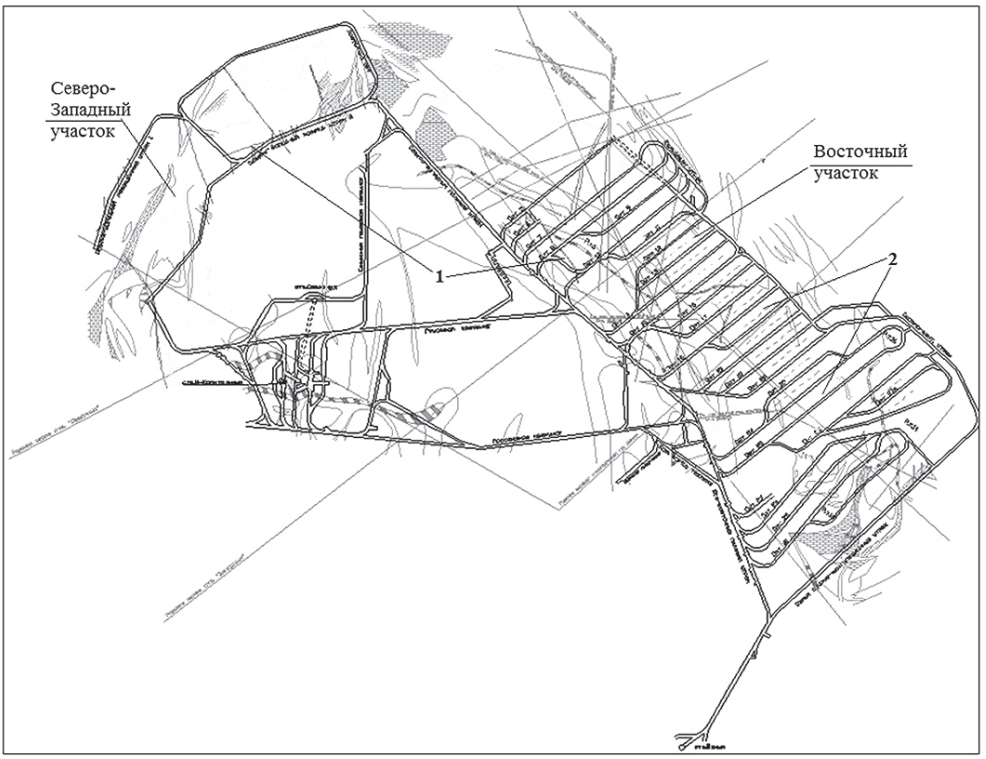


Рис. 1. Схема расположения рудных участков. 1 – тектонические разломы; 2 – рудные тела

На Восточном (ВУ) и Северо-Западном участках (СЗУ) месторождения введена в эксплуатацию этажно-камерная система без и с последующей твердеющей закладкой выработанного пространства (рис. 1). Выемку запасов руды проводят в три стадии: отработка подсечного, основного и подкровельного слоев. Закладочные работы выполняются для выемки предохранительных целиков под промышленные, водные объекты и др. Рудные тела ВУ образуют зону северо-западного простирания, длина которой равна 750 м. Горизонтальная мощность рудных тел изменяется от 15 до 60 м и более. Отмечается тенденция к слиянию рудных тел, и глубина их распространения превышает 1700 м. Угол падения изменяется от 70 до 90°. СЗУ склоняется на северо-запад, образуя слепую часть. Горизонтальная мощность залежи достигает 110 м, угол падения 70–90° [Еременко, Гайдин, 2009].

Оценка геомеханического состояния горных пород

Быстрый рост глубины разработки на рудных участках Таштагольского месторождения сопровождается увеличением напряжений в массиве в зоне влияния очистных работ $\sigma_1 = 5\gamma H$, $\sigma_2 = 3{,}5\gamma H$, $\sigma_3 = \gamma H$, где γ – объемный вес породы, H – глубина [Еременко и др., 2002]. Представления о механизме формирования горных ударов в условиях месторождения сводятся к следующему: рудный и рудовмещающий массив находится в состоянии всестороннего сжатия, причем максимальные

горизонтальные тектонические напряжения действуют в северо-западном направлении; воздействие тектонических сил сжатия на горный массив обусловлено сейсмоактивностью Алтае-Саянского региона; воздействуя на крупноблочный массив месторождения, тектонические силы сжатия создают вокруг зоны выемки неоднородное поле напряжений, границами раздела которого служат тектонические нарушения и контакты разномодульных пород; при выемке рудных тел нарушается равновесное состояние напряженного массива, что создает условия к перемещению крупных тектонических блоков, вызывая перераспределение напряжений и формирование зон разгрузки и концентрации напряжений; ограниченность выработанного пространства в сравнении с размерами тектонических блоков препятствует их перемещению и способствует зажиму блоков, что создает условия к накоплению породами энергии упругих деформаций и формированию во вмещающем массиве неравномерной зоны опорного давления, размеры которой исчисляются сотнями метров; неравномерность сжатия тектонических блоков и создание дополнительных обнажений при выемке рудных тел способствует при критических напряжениях внезапному срыву и смещению частей массива по контактам блоков или разномодульных пород. Кроме того, на процесс перераспределения толчков в массиве и формирование горных ударов существенное влияние оказывает производство массовых и технологических взрывов.

Выполнена оценка изменения энергетического класса толчков от изменения расстояния от очага взрыва при оформлении компенсационной камеры и разворотов

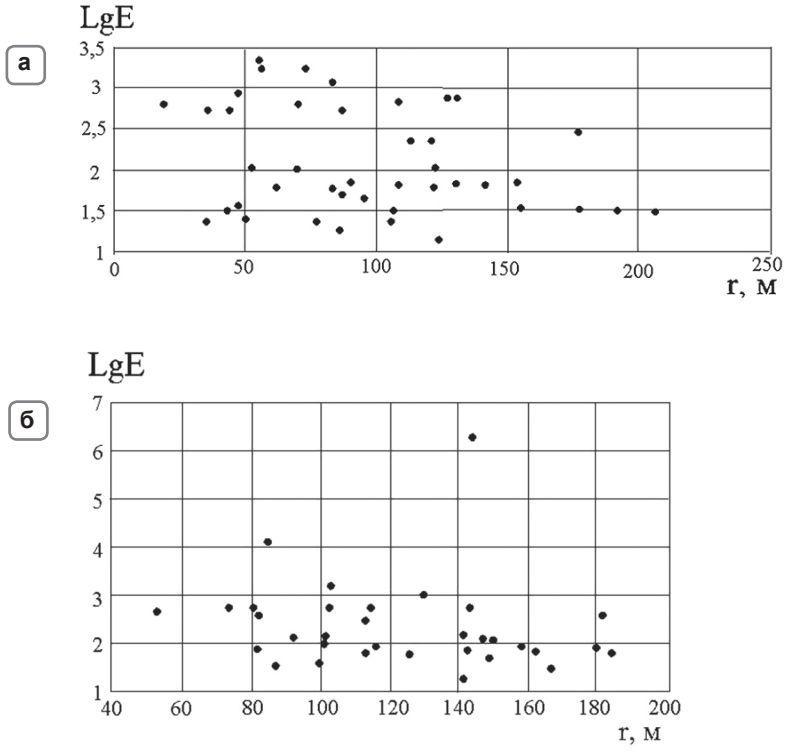


Рис. 2. Распределение энергии толчков на различных расстояниях после взрыва по оформлению камеры (а) и разворотов (б)

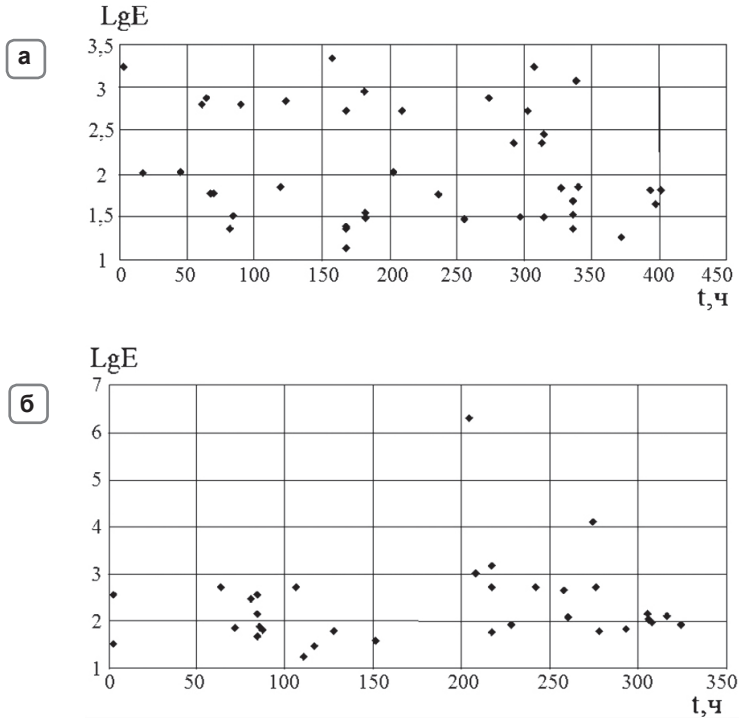


Рис. 3. Распределение энергии толчков после взрывов по камере (а) и разворотам (б)

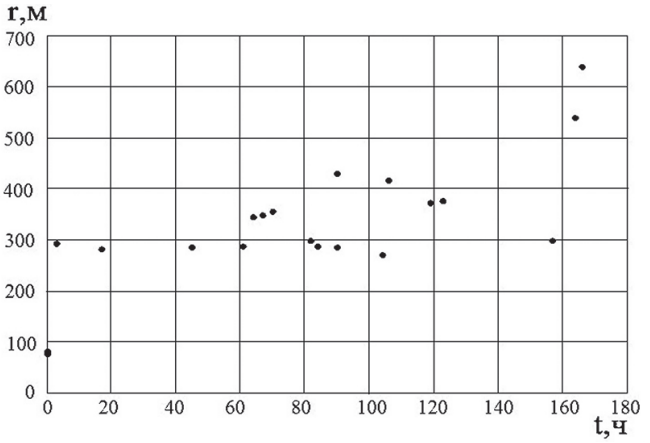


Рис. 4. Распределение энергии толчков на различных расстояниях от очага взрыва во времени при создании разворотов

на СЗУ (рис. 2). Установлено, что при оформлении компенсационной камеры толчки классом от 1 до 3,5 распространялись на расстояния от 25 до 210 м, при создании разворотов – от 45 до 190 м. При этом энергетический класс толчков изменялся во времени от 1 до 350 (400) ч (рис. 3).

На ВУ расстояния распространения толчков от очага взрывов во времени изменялось от 80 до 450 м в течение 1–170 ч, то есть расстояние увеличилось в 2–3 раза и время – в 2 раза (рис. 4). Установлено, что отбойка горных пород на различных участках и глубинах месторождения при производстве совмещенных технологических взрывов на 2–3 блоках оказывает влияние на интенсивность геодинамических явлений.

Исследование влияния технологических взрывов на энергетическое и пространственное распределение толчков

За период с 2012 по 2016 гг. осуществлено более 30 совмещенных технологических взрывов по оформлению компенсационных камер, подсечных пространств и воронок выпуска горной массы по блокам №№ 1, 01, 02, 03 (ВУ); 13, 14, 15–17 (СЗУ) в этажах (±0)–(−350) м; и №№ 1, 2 (Юго-Восточный участок) в этажах (−70)–(±0) м. Масса зарядов ВВ по блокам колебалась от 0,64 до 21,8 т, а суммарная масса по совмещенным взрывам равна 3,5÷29,9 т, при этом сейсмическая энергия взрывов изменялась от $2{,}6 \cdot 10^2$ до $2{,}1 \cdot 10^7$ Дж (рис. 5). Отмечено, что при взрывании зарядов ВВ в зонах концентрации напряжений в массиве горных пород эквивалент по ВВ колебался от 17,6 до 125.

Проведение взрывов на разных расстояниях оказывает влияние на энергию взрывов и эквивалент по ВВ. Так, при расстояниях между очагами взрывов 30÷50 м и

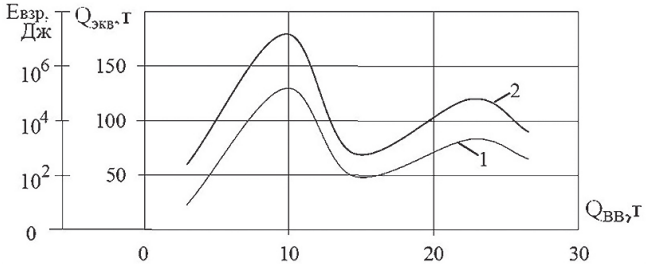


Рис. 5. Изменение эквивалента по ВВ (1) и сейсмической энергии взрывов (2) при проведении совмещенных технологических взрывов с различной суммарной массой ВВ на различных горизонтах в шахте

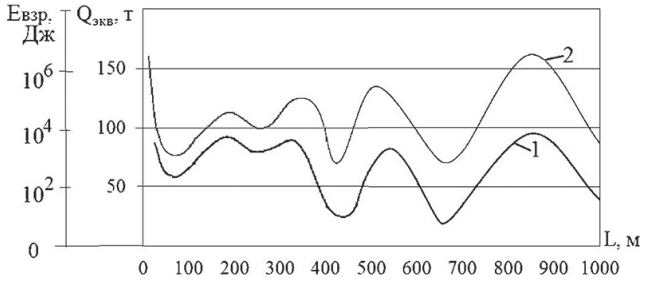


Рис. 6. Изменение эквивалента по ВВ (1) и сейсмической энергии совмещенных технологических взрывов (2) при различных максимальных расстояниях между очагами взрывов

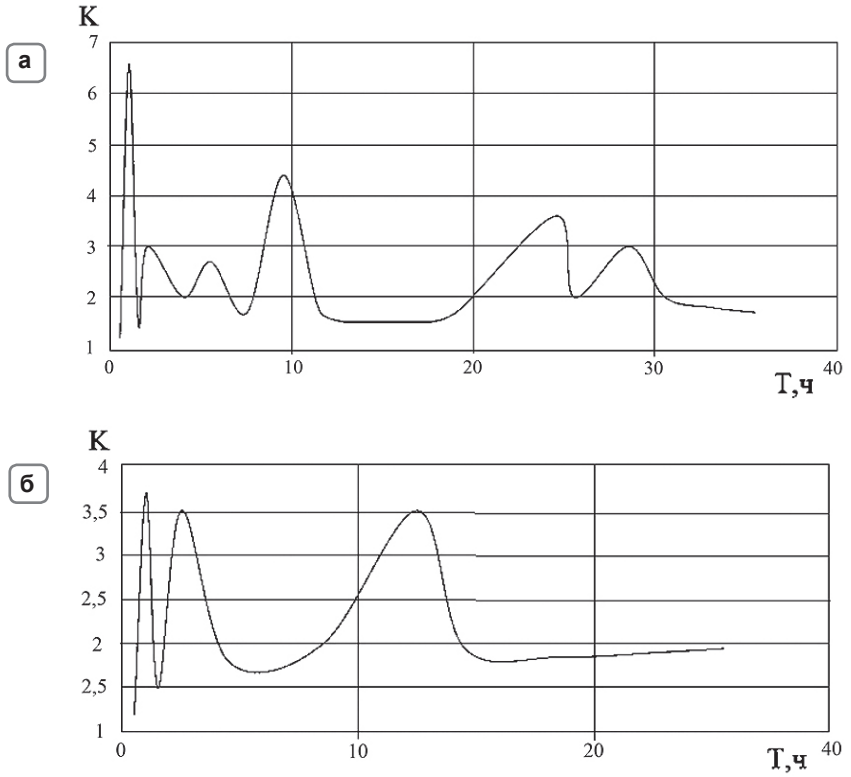


Рис. 7. Обобщенный график распределения энергетического класса толчков (К) во времени (Т) при проведении в первую очередь технологических взрывов: а – по блоку № 01 в этаже (–140)÷(–70) м совместно со взрывами по блокам №№ 01, 02, 3, 5, 7, 12 и 16; б – по блоку №14 в этаже (–210)÷(–140) м совместно со взрывами по блокам №№ 01, 3, 12, 13, 15-17

850 м выделяется максимальная энергия взрывов более 10^6 Дж (рис. 6). Наиболее безопасные расстояния следует принимать равными 100÷300, 650 и более 1000 м, при которых эквивалент по ВВ колеблется от 20 до 110 т.

Рассмотрен процесс распределения толчков в массиве горных пород на различных участках в течение продолжительного времени после взрывов. На рис. 7, а приведен объединенный график распределения энергетического класса толчков в результате проведения в первую очередь технологического взрыва по блоку № 01 на Восточном участке в этаже (–140)÷(–70) м в период с 27.05.2012 по 01.06.2014 гг. совместно со взрывами по блокам №№ 01, 02, 3, 5, 7, 12 и 16. Из рис. 7, а видно, что в первый час энергетический класс толчков возрос от 1 до 6, затем за несколько периодов снизился от 4 до 2.

На СЗУ при взрыве по блоку № 14 в этаже (–210)÷(–140) м совместно с технологическими взрывами по блокам №№ 01, 3, 12, 13, 14 и 15–17 картина перераспределения энергетического класса от 1 до 3 и 5 наблюдалась 3 раза в течение 1, 2, 5 и 12 ч (рис. 7, б).

Таким образом, уровень удароопасности массива горных пород определяется выбором порядка проведения совмещенных технологических взрывов. Установлен факт роста и снижения энергетического класса толчков при взрывах на больших глубинах в этажах (–350)÷(±0) м на различных участках месторождения. Опреде-

лено, что отработка очередного блока на ВУ способствует увеличению энергетического класса толчков от 1 до 6, а на СЗУ – от 1 до 3,5, при этом рациональные расстояния между очагами взрывов колеблются от 450 до 1000 м и более.

Выводы

1. Месторождения Горной Шории разрабатываются в сложных горно-геологических условиях высоких горизонтальных напряжений и отнесены к опасным по горным ударам.

2. При отработке рудных тел применяются различные системы разработки без и с твердеющей закладкой выработанного пространства с созданием камер, подсечных пространств, разворотов и др.

3. Взрывные работы при выполнении производственных процессов способствуют активизации геодинамических явлений, при создании камер и разворотов в блоках на разных участках регистрируются толчки энергетического класса от 1 до 3,5, при этом толчки распределяются от очага взрывов на расстояния от 25 до 350 м и более в течение 1–400 часов.

4. Установлено, что при производстве совмещенных технологических взрывов на различных блоках при массе ВВ от 3,5 до 29,9 т сейсмическая энергия взрывов изменяется от $2{,}6 \cdot 10^2$ до $2{,}1 \cdot 10^7$ Дж; в зонах концентрации напряжений в массиве горных пород эквивалент по ВВ колебался от 17,6 до 125.

5. Определено, что при расстояниях между очагами совмещенных взрывов 30–50 м и 850 м выделяется максимальная энергия взрывов более 10^6 Дж. Снижение энергии происходит на расстояниях 100–300, 650, 1000 и более, при которых эквивалент по ВВ колеблется от 10 до 110 т.

6. Удароопасность массива горных пород определяется выбором порядка производства совмещенных взрывов на различных глубинах рудных участков.

Литература

Дубынин Н.Г., Коваленко В.А., Власов В.Н. и др. Опыт ведения сибирской технологии добычи руды // Горн. журнал. 1975. № 12. С. 21–32.

Еременко А.А. Совершенствование технологии буровзрывных работ на железорудных месторождениях Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 2013. – 192 с.

Еременко А.А., Гайдин А.П. Горно-геологические и геомеханические условия разработки железорудных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск : Наука, 2009. – 224 с.

Еременко А.А., Гайдин А.П., Еременко В.А. Отработка технологических блоков при массовом обрушении руд в условиях напряженно-деформированного состояния массива горных пород. Новосибирск : Наука, 2002. – 112 с.

УДК 622.83:550.36 (470.21)

О ВЗАИМОСВЯЗИ ЭНЕРГОНАСЫЩЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И СЕЙСМИЧНОСТИ В ГОРНОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ ХИБИНСКИХ АПАТИТОВЫХ РУДНИКОВ)

А.А. Козырев, В.И. Панин, О.Г. Журавлева, И.Э. Семенова

Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Показана взаимосвязь энергонасыщенности геологической среды и сейсмичности в Хибинской горнотехнической системе. Приведены механизмы реализации техногенных землетрясений. Представлены результаты исследований изменения состояния массива при ведении подземных горных работ в условиях удароопасных месторождений на примере Юкспорского и Кукисвумчоррского апатит-нефелиновых месторождений Хибинского массива. Предлагается для снижения геодинамических рисков избегать высоких концентраций напряжений при ведении горных работ.

Введение

Известно [Козырев и др., 2002; Кропоткин и Поляк, 1973; Петухов и Линьков, 1983; Петухов и Лодус, 1991; Пономарев, 2008; Чиков, 2011], что геомеханическая ситуация в горнотехнических системах определяется энергонасыщенностью геологической среды, где разработка месторождений полезных ископаемых сопровождается процессами концентрации и диссипации энергии, наблюдаемые проявления которых отражаются в величинах деформаций в массиве пород и в параметрах техногенной сейсмичности. Наиболее отчетливо эти зависимости можно проследить на примере Хибинских апатитовых рудников, где в течение многолетних наблюдений накоплен значительный экспериментальный материал, позволяющий выявлять важные в научном и практическом плане закономерности.

Ранее в Горном институте КНЦ РАН выполнены аналитические исследования энергонасыщенности геологической среды Кольского полуострова: построены карты энергонасыщенности с учетом основных тектонических структур, выделены аномально энергонасыщенные районы (рис. 1, а), удовлетворительно совпадающие с сейсмогенными зонами (рис. 1, б), в которых произошли крупные техногенные землетрясения [Козырев и др., 2002; Виноградов и др., 2016]. Наиболее энергонасыщенными районами на территории Кольского полуострова являются Хибинский и Ловозерский массивы, вмещающие в себя мощные горнотехнические системы, в геомеханических пространствах которых всегда имеют место участки с высокими концентрациями напряжений и сильные триггеры в виде технологических взрывов.

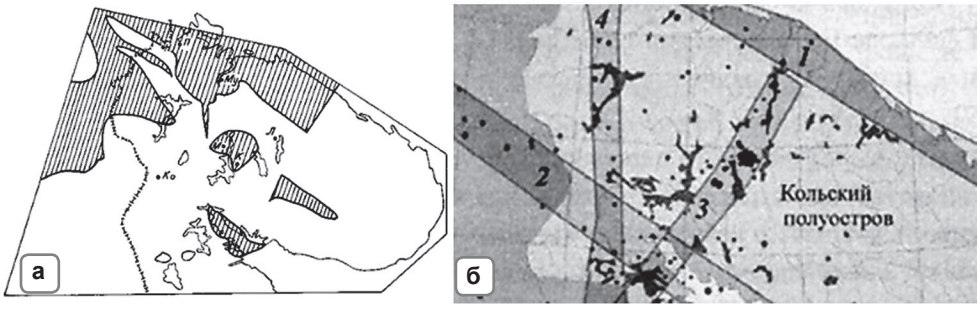


Рис. 1. Зоны повышенной энергонасыщенности в массивах горных пород на территории Кольского полуострова и главные сейсмогенные зоны

Результаты анализа сейсмичности и энергонасыщенности геологической среды

Энергетический класс наиболее сильных сейсмических событий при отработке апатитовых месторождений Хибинского массива – $K = 9 \div 11$. Примеры техногенных землетрясений в районе Кировского рудника (Кр): в 1989 г. с магнитудой $M \approx 4{,}2$ [Козырев и др., 2002], что соответствует сейсмической энергии 10^{11} Дж; в 2010 г. с магнитудой $M_L = 3{,}5$ [Баранов и др., 2011] и энергией $9 \cdot 10^9$Дж (по данным Группы геофизического мониторинга АО «Апатит»). В Ловозерском массиве на редкометалльном руднике «Умбозеро» в 1999 г. произошло крупное техногенное землетрясение с магнитудой $M = 4{,}4$ и энергией порядка 10^{12} Дж [Козырев и др., 2002].

Площадь подготовки таких событий обычно имеет линейные размеры от сотен метров до нескольких километров. Соотношение между магнитудой M и энергией E землетрясения может быть выражено с помощью одного из известных эмпирических соотношений, например, по формуле Гутенберга-Рихтера [Соболев, 1993]:

$$\lg E \text{ (эрг)} = 1.5M + 11.8 \qquad (1)$$

По расчетам по формуле (1) для произошедших наиболее сильных сейсмических событий с магнитудой от 3,5 до 4,5 энергетический класс составляет от 9 до 12. Такие события в шахтной сейсмологии оцениваются как весьма опасные по проявлениям разрушений как на поверхности, так и в подземных выработках. Согласно современным представлениям о геологической среде рудник с вмещающим его участком массива является открытой динамической нелинейной природно-технической системой, функционирование которой сопровождается чередованием периодов адаптации и бифуркаций (катастроф). При достижении некоторыми значимыми параметрами критических величин система в процессе своего развития испытывает бифуркацию, то есть ветвление путей эволюции при переходе через пороговые состояния. Термин «бифуркация» часто заменяют термином «катастрофа», что в данном случае более соответствует характеру рассматриваемых процессов, потому что одной из ветвей развития такой системы могут быть горно-тектонические удары и техногенные землетрясения.

Прогноз опасности горно-тектонического удара или техногенного землетрясения, сводится к определению пространственно-временных границ опасных участков

и уровня их критического состояния. Профилактика этих событий должна обеспечивать либо как можно больший период адаптационного функционирования системы, либо контролируемый выход из критического состояния, то есть своевременную управляемую разрядку накопившихся напряжений, то есть энергии. Важное методологическое значение при этом имеет «фоновый принцип» или фоновая общесистемная закономерность, которая позволяет при определенных условиях по изучению фона судить о состоянии системы [Спивак, 2008]. С этой целью проанализированы сейсмические события энергетического класса K = 3÷8, зарегистрированные на Кировском и на Расвумчоррском рудниках АО «Апатит». Установлено, что наиболее высокий фон – на Расвумчоррском руднике.

Экспериментальными определениями напряжений в нетронутом массиве пород установлены величины субгоризонтальных напряжений, причем наиболее высокие – на Расвумчоррском руднике (месторождение «Апатитовый цирк»). На Юкспорском и Кукисвумчоррском месторождениях значения напряжений во вмещающих породах достигают 60 МПа на отметках до 600 м от поверхности, на Расвумчоррском руднике – до 70 МПа. В рудной залежи уровень напряжений несколько ниже и достигает, соответственно, 40 и 50 МПа.

С учетом установленного уровня действующих в массиве напряжений выполнена приближенная оценка величины запасенной потенциальной энергии W в пределах шахтных полей рассматриваемых месторождений.

Удельная упругая энергия вычисляется по формуле:

$$w = \frac{1}{2E}\left[\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 - 2\nu\left(\sigma_1\sigma_2 + \sigma_1\sigma_3 + \sigma_2\sigma_3\right)\right] \qquad (2)$$

Результаты расчетов представлены на рис. 2. Величина модуля Юнга принята равной $E = 5 \cdot 10^4$ МПа, коэффициента Пуассона – $\nu = 0{,}25$. В табл. 1 приведены суммарные объемы вмещающих пород и рудного тела, используемые в дальнейших расчетах.

Таблица 1

Суммарный объем вмещающих пород и рудного тела

	Расвумчоррский рудник	Юкспорское крыло Кр	Кукисвумчоррское крыло Кр
V (м^3)	$8{,}64 \cdot 10^8$	$6{,}30 \cdot 10^8$	$7{,}16 \cdot 10^8$

Запасенная потенциальная энергия пропорциональна объему:

$$W = wV \qquad (3)$$

Результаты расчетов потенциальной энергии в пределах шахтных полей представлены на рис. 3. Фоновый уровень сейсмичности на рудниках определен с учетом сроков их работы. Соотношение выделившейся сейсмической энергии и потенциальной энергии в пределах рудных полей апатитовых рудников составляет порядка одного процента, что удовлетворительно согласуется с данными об излучаемой энергии при взрыве в твердой породе [Адушкин, 2013].

Удельная энергия пропорциональна квадрату действующих напряжений:

$$w = \frac{[\sigma_c]^2}{2E}. \qquad (4)$$

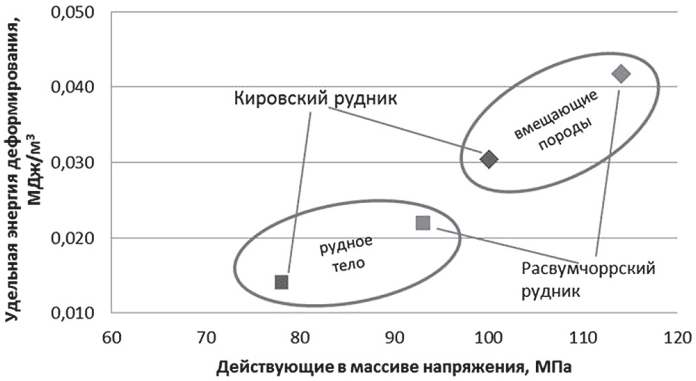


Рис. 2. Удельная упругая энергия вмещающих пород и рудного тела. Значения для Кукисвумчоррской и Юкспорской части Кировского рудника приняты одинаковыми

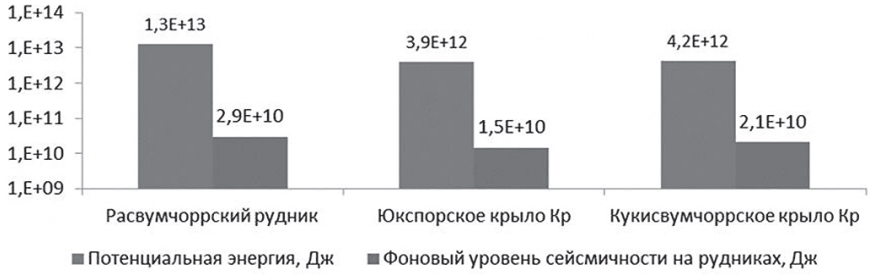


Рис. 3. Потенциальная энергия в пределах шахтных полей и фоновый уровень сейсмичности на рудниках

Средний предел прочности руды при одноосном сжатии составляет $[\sigma_c]$ = 160 МПа, следовательно, критическая удельная энергия для них $w\bullet$ = 0,256 МДж/м^3. Значения удельной упругой энергии на порядок ниже критической удельной энергии и не превышают 0,022 МДж/м^3 (рис. 2). Аналогично и для вмещающих пород: критическая удельная энергия составляет $w\bullet$ = 0,4 МДж/м^3, тогда как значение удельной упругой энергии не превышает 0,042 МДж/м^3 (рис. 2), то есть также на порядок ниже критической.

Таким образом, значение удельной упругой энергии на образцах примерно в 10 раз меньше критической энергии для руд и пород. Следовательно, при отсутствии техногенной нагрузки накопленной энергии недостаточно для перехода массива в неустойчивое состояние и реализации катастрофических сейсмических событий. Однако, как установлено ранее, критические значения напряжений, при которых может произойти разрушение, например, в выработке, примерно в три раза превышают фоновые напряжения в массиве горных пород. То есть критическая удельная энергия в высоконапряженном участке массива на порядок выше удельной энергии в ненарушенном горными работами массиве. Отметим, что если для рудника в целом опасным является событие энергетического класса 9–12, то для локальных участков опасными являются сейсмические события с энергией класса 6 и более. Соответственно, фоновый уровень сейсмичности оценивается по событиям меньшего энергетического уровня.

В качестве показательной иллюстрации приведены горнотехнические ситуации на Юкспорском и Кукисвумчоррском месторождениях, отрабатываемых Кировским рудником. На Юкспорском месторождении в 2014–2015 гг. горные работы на горизонте +320 м проводились в стыковочной зоне по специально разработанному регламенту. Однако фактическое развитие горных работ на этом горизонте привело к образованию целика, негативно влияющего на устойчивость выработок и безопасность ведения горных работ в данной области массива.

Для анализа сложившейся ситуации выполнено численное моделирование напряженно-деформированного состояния массива [Журавлева и др., 2017] с использованием программного комплекса Sigma GT [Козырев и др., 2007]. Установлено, что при состоянии горных работ на 3–4 кв. 2014 г. зоны концентрации максимальной компоненты главных напряжений приурочены к фронтам горных работ. Значения напряжений: 50–60 МПа. При дальнейшем развитии горных работ не произошла сбойка с вышележащими горными работами, в результате чего образовался целик между подэтажами. Значения напряжений здесь выросли до 120 МПа, что близко к пределу прочности руд на одноосное сжатие. Изменения горнотехнической обстановки сказались на уровне сейсмической активности рассматриваемого участка. Если в 3 кв. 2014 г. средняя энергия сейсмических событий составила $3{,}6 \cdot 10^4$ Дж, что соответствует фоновому уровню сейсмичности при ведении горных работ (рис. 4), то начиная с 4 кв. 2014 г., произошло заметное увеличение уровня сейсмической активности. А в 1 кв. 2015 г. отмечается дополнительный рост сейсмичности по сравнению с предыдущими периодами наблюдений (рис. 5): зарегистрировано большое число как относительно слабых сейсмических событий с энергией 103÷105 Дж, так и сильных сейсмических событий с энергией 106÷107 Дж. На разрезе видно (рис. 5, б), что наиболее мощное событие приурочено к зоне повышенной концентрации напряжений. В дальнейшем, после стыковки подземных горных работ на горизонте, уровень сейсмической активности на этом участке существенно снизился.

На Кукисвумчоррском месторождении 27 января 2016 г. был зафиксирован рост сейсмоактивности в блоке 7/10 на горизонте +170 м, который сопровождался динамическими проявлениями горного давления в выработках. Наибольшие разрушения в выработках выявлены на третьем подэтаже горизонта +170 м (отм. +236 м). Отмечались стреляние, звонкие хлопки, толчки. Причем толчки ощущались и на дневной поверхности в районе промплощадки рудника. Осмотр горных выработок

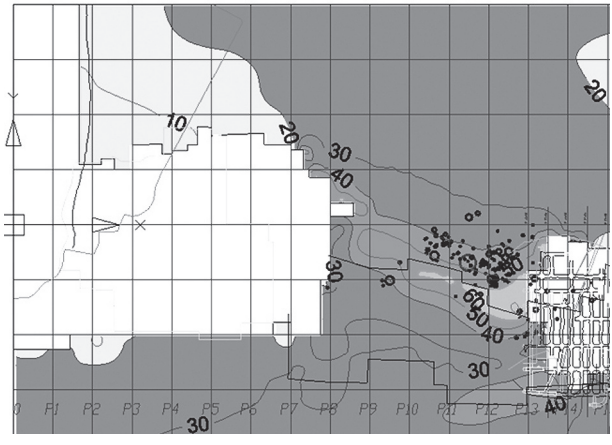


Рис. 4. Распределение максимальной компоненты главных напряжений на гор. +320 м и кластер сейсмических событий (III квартал 2014 г.)

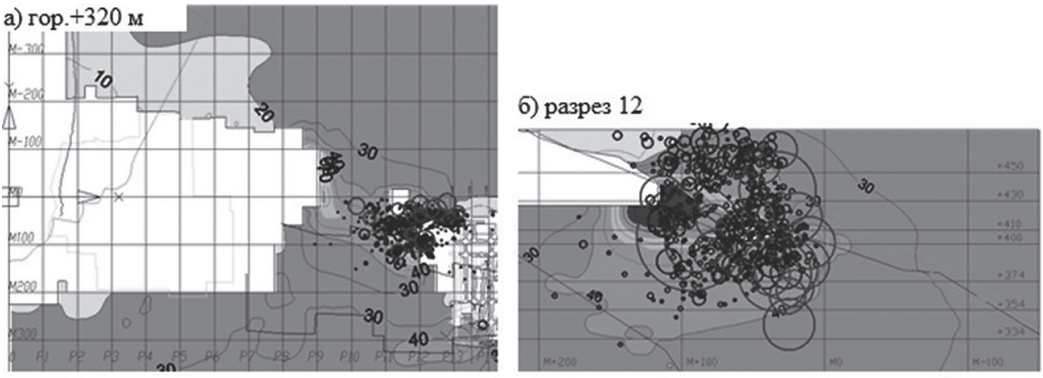


Рис. 5. Карты распределения максимальной компоненты главных напряжений, совмещенные с кластером сейсмических событий (I квартал 2015 г.)

выявил наличие многочисленных заколов и вывалов, нарушений торкрет-бетонной крепи в выработках. Событие квалифицировано как микроудар, причиной которого является действие высоких тектонических напряжений в массиве, наличие зоны опорного давления от очистных работ горизонта +262 м и влияние консоли вышележащих покрывающих пород [Козырев и др., 2016].

Основной геологической структурой, оказывающей влияние на напряженно-деформированное состояние блока 7/10, является окисленная зона мощностью 3–4 м субвертикального падения в районе 9 разреза. Пространственно-временной анализ сейсмичности блока показал, что в 2015 г. сейсмичность сместилась к разрезам 7–8, где в течение многих лет практически не регистрировались сейсмические события, за исключением 2010 г., когда в рассматриваемом блоке проводились горные работы (как проходческие, так и очистные). Возобновление горных работ в 2014 и 2015 гг. вызвало значительную активизацию сейсмичности и проявление серий последовательных сейсмособытий высокого энергетического класса (энергия порядка 106–108 Дж). Тогда как за предыдущие 6 лет (2008–2013 гг.) зарегистрировано лишь 4 сильных сейсмособытия с энергией порядка 106 Дж.

Таким образом, резкий рост сейсмической активности в этом блоке связан с активным ведением проходческих работ в блоке после длительного накопления энер-

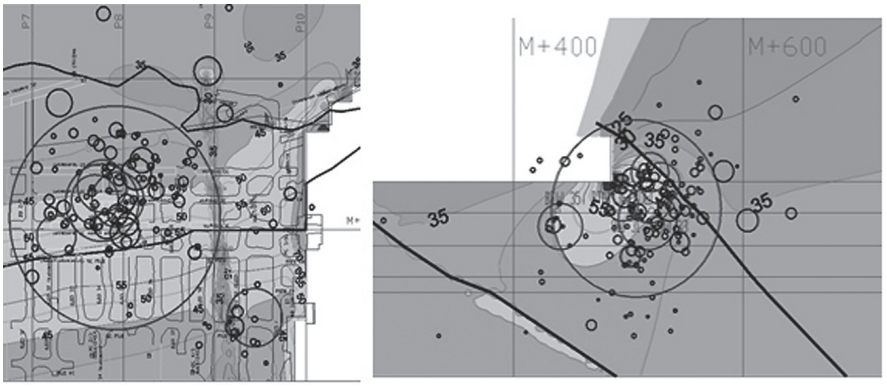


Рис. 6. Карты распределения напряжений в блоке 7/10 и сейсмические события

гии массивом пород. На рис. 6 представлены сейсмические события, зарегистрированные в январе 2016 г., и распределение напряжений на гор. +236 м и по разрезу 8. Сопоставление зон концентрации напряжений и карт сейсмических событий показывает, что зона формирования очага крупного сейсмического события совпадает с зоной, в которой уровень напряжений более 50 МПа.

Заключение

Таким образом, несмотря на стабильно невысокий уровень средней сейсмической активности на территории Мурманской области [Виноградов и др., 2016], геодинамический риск при ведении горных работ на Хибинских и Ловозерских удароопасных месторождениях достаточно велик, что подтверждается уровнем сейсмичности в зонах активной выемки полезных ископаемых и требует детальной проработки тактики и стратегии ведения горных работ с целью минимизации рисков.

Проведенные исследования показали, что энергонасыщенность геологической среды является важным фактором, определяющим геодинамическую ситуацию в горнотехнических системах и соответственно безопасность горных работ. Динамические явления в геологической среде при ведении горных работ в высоконапряженных массивах пород неизбежны. Также, очевидно, не стоит пренебрегать опасностью мощных тектонических землетрясений, поскольку в «живой» Земле всегда могут иметь место локальные концентрации напряжений и различного рода триггеры [Гольдин, 2003]. Первостепенное значение в этих условиях приобретает задача управления геодинамическими рисками на основе анализа результатов комплексного мониторинга и прогнозов трансформации геомеханических условий при разработке удароопасных месторождений.

Литература

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

Баранов С.В., Виноградов А.Н., Николаева С.Б., Петров С.И. Сейсмичность Кольского полуострова по инструментальным данным // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: материалы Шестой Международной сейсмологической школы. 2011. С. 47–51.

Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Жиров Д.В. Современная сейсмичность на территории Мурманской области и ее проявление в горнопромышленных зонах // ФТПРПИ, 2016, № 1. С. 62–70.

Гольдин С.В. Физика «живой» Земли // Проблемы геофизики XXI века: Сб. науч. тр. в двух кн. 2003. Т. Кн. 1. С. 17–36.

Журавлева О.Г., Аветисян И.М., Земцовский А.В. Комплексирование сейсмических данных и результатов численного моделирования напряженно-деформированного состояния массива в удароопасных условиях // ГИАБ, 2017, № 4. С. 173–183.

Козырев А.А., Журавлева О.Г., Семенова И.Э. Комплексирование сейсмических данных и результатов численного моделирования напряженно-деформированного состояния массива для оценки потенциально удароопасных зон при ведении горных ра-

бот // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Москва, ИФЗ РАН. 2016. Т. 2. С. 77–81.

Козырев А.А., Панин В.И., Савченко С.Н. и др. Сейсмичность при горных работах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2002. – 325 с.

Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г. Энергетический баланс Земли // Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия № 11. М. : Наука, 1973. С. 7–24.

Петухов И.М., Линьков А.М. Механика горных ударов и выбросов. М. : Недра, 1983. – 280 с.

Петухов И.М., Лодус Е.В. К балансу энергии при горно-тектонических явлениях // Тр. ВНИМИ, Сб. «Свойства горного массива и управление его состоянием». 1991. – С. 114–119.

Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М. : Наука. 2008. – 380 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М. : Наука. 1993. – 344 с.

Спивак А.А. Динамические процессы в земной коре // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М. : ГЕОС, 2008. Статьи под таким названием нет в сборнике.

Чиков Б.М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск. Академическое изд-во «Гео», 2011. – 299 с.

УДК 550.34

ПРИРОДА МАССОВОГО РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В КУЗБАССЕ

А.Н. Овсюченко, Н.В. Андреева, Е.А. Рогожин, А.С. Ларьков

ИФЗ РАН, Москва

Представлены результаты палеосейсмологических и сейсмотектонических исследований, проведенных в райоге г. Полысаево и его окрестностях с целью выявления территорий повышенного сейсмического риска и определения причин сейсмической активизации данного региона. Выдвинута гипотеза о том, что техногенные воздействия являются спусковым механизмом для характерных для этого района тектонических землетрясений.

Введение

Известно, что Юг Кузбасса является сейсмоактивным, несмотря на то, что сейсмическая опасность этого региона явно недооценена. Согласно материалам Карты общего сейсмического районирования Российской Федерации (ОСР-97), например, город Полысаево относится к 6-балльной зоне сейсмических воздействий [Уломов, Шумилина, 1999], в то время как потенциальная сейсмическая опасность в этом районе на порядок выше. Такая разница в оценках связана с тем, что ранее

проводимые количественные оценки (в частности уровня максимально возможной магнитуды) базировались, в основном, на сейсмостатистике инструментального периода наблюдений. Для адекватной оценки сейсмической опасности период инструментальных наблюдений слишком краток. В связи с этим, в последние десятилетия при оценке сейсмической опасности данного региона широкое развитие получили геолого-геоморфологические и геофизические методы. События, произошедшие в 2012, 2013 гг. подтвердили недооцененность сейсмического потенциала региона.

Сотрудниками сейсмотектонического отряда ИФЗ РАН были выполнены полевые сейсмотектонические исследования, целью которых являлось изучение проявлений сейсмической активизации, начавшейся в данном районе с 2005 г. Основным объектом изучения явились многочисленные нарушения земной поверхности, возникшие в г. Полысаево и его окрестностях за последние годы. Кроме того, проводились палеосейсмогеологические исследования, основная цель которых заключается в выявлении и изучении следов возможных проявлений сейсмической активности в далеком прошлом, не зафиксированной в сейсмологических каталогах и исторических документах.

Актуальность подобных исследований для Кузбасса обусловлена почти полным отсутствием детальных сведений о землетрясениях вплоть до начала 60-х годов XX столетия, при наличии отрывочной информации о том, что сильные землетрясения с интенсивностью до 7, а возможно и 8 баллов, в регионе случались. Например, Кузнецкие землетрясения 19 июня 1898 г. с магнитудой M_s = 5,7 и 12 марта 1903 г. с магнитудой M_s = 6,1 [Лаврентьев, 1971; Жалковский, Мучная, 1975; Special…, 1995].

Отличительной особенностью рассматриваемого района является интенсивная разработка каменного угля, начатая в конце 30-х годов 20-го века. Глубина шахтных полей не превышает 500 м. В этом интервале глубин к настоящему времени оказались отработаны до 5 угольных пластов. Кроме того, разработка угля сопровождается промышленными взрывами. Все это определяет чрезвычайно высокую техногенную нагрузку на недра района г. Полысаево.

Сейсмотектоническая характеристика региона

Район г. Полысаево расположен в центральной части Кузнецкой котловины, со всех сторон обрамленной горными сооружениями Салаирско-Кузнецкого региона. Салаирско-Кузнецкая промежуточная область в сейсмическом отношении является умеренно активной. В сейсмотектоническом плане она представляет собой переходную зону между молодой Западно-Сибирской платформой, низкоактивной в сейсмическом отношении, и высокоактивной Алтае-Саянской сейсмотектонической провинцией [Жалковский и др., 1995; Еманов и др., 2006; Макеев, 2008; Новиков, Сокол, 2009].

В районе г. Полысаево структура Кузнецкого бассейна сформирована, в основном, за счет надвигания складчатых толщ каледонид-герцинид Салаирского кряжа на верхнепалеозойские угленосные отложения с образованием узких асимметричных складок и взбросо-надвигов, очертания которых отражают фронт надвигания.

В позднекайнозойскую эпоху орогенеза произошло обновление фронтальных взбросо-надвигов Салаира и формирование серии вытянутых вдоль них промежуточных ступеней [Файнер, 1969]. К востоку от промежуточных ступеней, на ле-

вобережье р. Иня, располагается Предсалаирский локальный прогиб, который в рельефе представлен пологой, слаборасчлененной равниной [Макеев, 2008]. Эрозионные ступени, сформировавшиеся в неогене в пределах прогиба, расположены на смежных склонах Салаирского кряжа на высоте около 200–250 м [Файнер, 1969]. К востоку от Предсалаирского прогиба, в междуречье рр. Иня и Томь, фиксируется Центрально-Кузнецкое локальное поднятие, представляющее собой аккумулятивно-денудационную холмисто-увалистую возвышенность, которая активно расчленяется поперечными притоками рек Иня и Томь.

Новейшая активизация, в рассматриваемом регионе, привела к формированию неотектонической зональности структурно-перекрестного плана [Макеев, 2008]. Среднеплейстоценовая активизация тектонических движений, продолжающаяся и в современную эпоху, выявлена по комплексу данных, в первую очередь – структурно-геоморфологических. Происходит дальнейшее сокращение площадей осадконакопления, за счет образования новых поднятий и разрастания более древних. На границах активизированных морфоструктур устанавливаются линейные зоны деформаций, представленные в молодых отложениях и формах рельефа разрывами и разрывно-флексурными зонами. С ними связаны градиентные, подвижные зоны резких скачков скоростей по данным повторного нивелирования [Батугина, Петухов, 1988] и инструментально зарегистрированные землетрясения. Одна из таких активизированных в плейстоцен-голоценовое время зон – Кильчигизско–Журинская флексурно-разрывная зона – выделяется районе г. Полысаево.

Среди инструментально зарегистрированных землетрясений, связанных с зоной фронтальных взбросо-надвигов Салаира, можно отметить событие произошедшее 1995.09.14 (M_s = 4,5, h = 33 км). А также землетрясение 2000.03.14 (M_s = 3,6, h = 10 км), произошедшее в 25 км к северо-востоку от п. Бачатский, и события 2002.06.16 (M_s = 3,2, h = 10 км) и 1998.08.05 (M_s = 3,4). Землетрясения 1995, 1998 и 2002 гг. произошли в узле пересечения Киселевско–Афонинского и поперечного Семеновского разломов. Самое сильное инструментально зарегистрированное землетрясение, увязываемое с южным флангом Кильчигизско–Журинской флексурно-разрывной зоны, произошло 2003.07.04 (M_s = 3,3, h = 15 км). Магнитуды остальных событий, увязываемых с этой зоной, составляют 2,2–3,0.

Результаты полевых исследований в районе г. Полысаево

В последние годы наблюдается активизация техногенной сейсмичности и внезапных выбросов метана в местах разработки месторождений угля. В 2005 г. такая активизация возникла в районе г. Осинники, а с 2007 г. – районе городов Полысаево и Ленинск–Кузнецкий. В мае 2010 г. произошел внезапный выброс метана на шахте Распадская (район г. Междуреченск). Наиболее интенсивные сейсмические активизации происходят в районах населенных пунктов и городов: Полысаево, Бачатский, Осинники, Междуреченск, Малиновка [Еманов и др., 2014]. В 2010 г. по заданию Администрации Кемеровской области выполнены научные исследования в отношении данного региона по оценке и выявлению территорий повышенного сейсмического риска [Акбиев и др., 2010].

Работы включали в себя структурно-геологическое и геоморфологическое картирование опорных участков, а также детальное изучение морфологических и генетических особенностей возникших трещин и зон тектонических разломов, включая проходку небольших горных выработок.

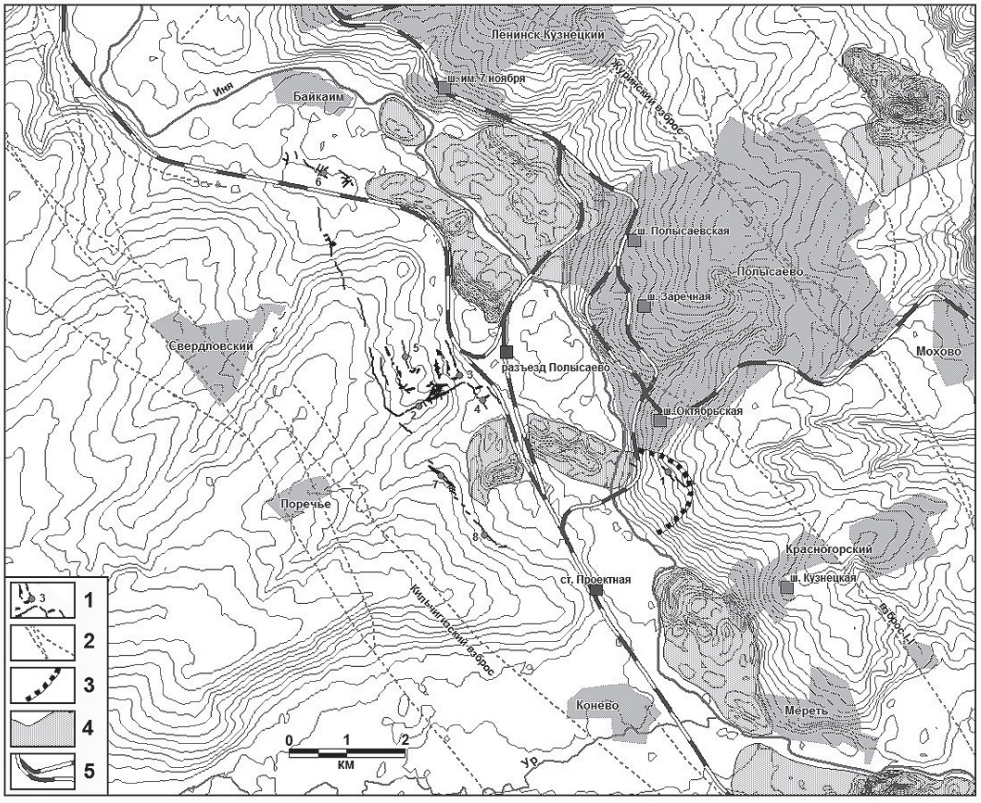


Рис. 1. Схема расположения системы тектонических поверхностных разрывов в районе г. Полысаево. Горизонтали рельефа проведены через 5 м.

Условные обозначения: 1 – поверхностные тектонические разрывы и точки детального изучения, упоминаемые в тексте; 2 – разломы по данным геологической карты масштаба 1:50 000 (автор В.Я. Рындык, 1985 г.); 3 – зона отрыва скального оползня; 4 – крупные техногенные формы рельефа (карьеры и отвалы); 5 – железные дороги

В процессе исследований выяснилось, что бóльшая часть нарушений, оказывающих негативное влияние на постройки г. Полысаево и его окрестностей, представлена суффозионными провалами и просадками [Овсюченко и др., 2010]. Провалы часто имеют внушительные размеры до 10 м в ширину и глубину до 8 м. В локальном масштабе они, как правило, приурочены к техногенным микроформам рельефа, при более широком взгляде суффозионные провалы зачастую приурочены к участкам, нарушенным обширными оседаниями земной поверхности над выработанными шахтными полями. Участки оседания земной поверхности в целом, оконтуривают шахтные поля (рис. 1). В административном отношении нарушенные участки охватывают западную половину г. Полысаево.

Помимо бессистемных, рассредоточенных просадок, провалов и трещин обнаружены линейные нарушения земной поверхности, образующие закономерные структурные рисунки (парагенезы) и выстраивающиеся в относительно обширную, протяженную систему общей длиной 7,6 км (рис. 1), что позволяет рассматривать их в качестве поверхностных тектонических разрывов. В системе разрывов выделя-

ются несколько сегментов, различных по своей структуре, кинематике смещений и взаимоотношениям с естественными формами рельефа.

Юго-восточный сегмент, расположенный к югу от основного ствола шахты Октябрьская, представлен четырьмя крупными трещинами. Трещины ориентированы в северо-западном направлении при запад-северо-западном простирании всего сегмента. Нарушения образуют эшелонированный правосдвиговый ряд. На юго-восточном окончании системы разрывов происходит рассеивание деформаций дневной поверхности в виде системы трещин типа «конского хвоста», характерной для тектонических сдвигов в горизонтальной плоскости. Внутреннее строение трещин указывает на обстановку растяжения по разрыву в целом.

Нарушения центрального сегмента прослеживаются за железную дорогу в районе п. Байкаим. Здесь наблюдается система нарушений земной поверхности, состоящая из длинных открытых и коротких закрытых трещин. Короткие закрытые трещины оперяют и пересекают кулисообразно расположенные зияющие трещины, образуя решетчатую в плане систему. Система трещин приурочена к поверхности пологой гряды, юго-западный склон которой нарушен дугообразными зияющими трещинами отседания. Завершается данная система трещин возле новообразованного просадочного озера. Описанный структурный парагенез свойственен замыканиям тектонических сдвигов.

Юго-западный сегмент нарушений представлен эшелонированной системой, состоящей из нескольких трещин растяжения, характер выстраивания которых говорит о левосдвиговой составляющей смещения. Разрывы в целом параллельны один другому и вдоль них наблюдается вертикальное смещение поверхности до 80 см. Отличительной особенностью разрывов является их приуроченность к подножью пологого уступа. Перегиб склона происходит на расстоянии 20–30 м. Максимальная высота уступа наблюдается на центральном отрезке, сходя на нет к его замыканиям. Здесь же максимальна и величина вертикального смещения по разрывам. На пересечении с уступом резко меняется строение мелких эрозионных ложбин, что позволяет предположить долговременное существование уступа и его неоднократное подрастание в прошлом, скорее всего, напрямую связанное с сейсмическими событиями.

О возможности возникновения землетрясений в прошлом свидетельствует крупный скальный блок-оползень, обнаруженный к югу от основного ствола шахты Октябрьская. Детальное исследование данного оползня дает возможность говорить о том, что массив подвергался мощному динамическому воздействию, каким могло быть древнее землетрясение [Овсюченко и др., 2010].

Обсуждение результатов

Повышение сейсмической активности в районах разработки полезных ископаемых явление не редкое. Добыча угля подземным и карьерным способом в крупных масштабах, безусловно, сказывается на напряженном состоянии пород. Вместе с тем Кузбасс является сейсмически активным районом и был таким всегда, даже задолго до начала разработки угля [Еманов и др., 2009]. Для структур Алтае-Саянской горной области характерна концентрация землетрясений в горном обрамлении впадин и асейсмичность самих впадин. В 2005 г. была исследована сейсмическая активизация, сформировавшаяся в осадках Кузбасса [Еманов и др., 2007]. Сейсмическая активизация является роем землетрясений с энергетическими клас-

сами от 1 до 7. Было установлено, что данная активизация пространственно не увязана с горными выработками [Еманов и др., 2009].

В 2007–2008 гг. в районе городов Полысаево и Ленинск-Кузнецкий было зарегистрировано несколько тысяч толчков малой магнитуды. На поверхности земли образовались множественные деформации в виде протяженных трещин, отмечено опускание обширных участков поверхности. Помимо бессистемных, рассредоточенных просадок, провалов и трещин обнаружены линейные нарушения земной поверхности, образующие закономерные структурные рисунки (парагенезы) и выстраивающиеся в относительно обширную, протяженную систему общей длиной 7,6 км, что позволяет рассматривать их в качестве поверхностных тектонических разрывов [Овсюченко и др., 2010 а,б]. Кроме того, многие разрывы четко вписаны в деформации молодых форм рельефа. Проявившиеся на поверхности разрывы отражают процесс криповой активизации разлома в ответ на импульсное воздействие расположенной поблизости зоны роевой сейсмичности техногенной природы.

В связи с этим было выдвинуто предположение, что зарегистрированная сейсмичность лишь частично носит техногенный характер, а имеет главным образом природное происхождение и является началом более мощной сейсмотектонической активизации, вызванной интенсивной техногенной нагрузкой в районах разработки угля [Овсюченко и др., 2010 а,б]. Позже 18 июня 2013 г. в районе Бачатского угольного разреза произошло землетрясение с M_s = 5,2 (по данным ГС РАН, http://www.ceme.gsras.ru). Землетрясение ощущалось на значительной территории: в ближайших к эпицентру посёлках сотрясаемость достигла семи баллов, были разрушения зданий; в пятибалльную зону попали некоторые города Кузбасса (Ленинск–Кузнецкий, Полысаево и др.), ощущалось землетрясение и за пределами Кемеровской области (Новосибирск – 4 балла, Кемерово – 3, Тайга – 2 балла) [Еманов и др., 2014]. Землетрясение сопровождалось мощным афтершоковым процессом. Облако афтершоков вытянуто в северо-западном направлении. Рассчитанный механизм очага главного толчка представляет собой практически чистый взброс; нодальные плоскости, одна из которых является плоскостью разрыва, также вытянуты в северо-западном направлении [Еманов и др., 2014]. Стоит отметить, что Бачатское землетрясение попадает в зону ВОЗ (возможных очагов землетрясений), выделенную коллективом авторов еще в 2010 году [Рогожин и др., 2010]. Магнитуда этого события была близка к максимальной магнитуде для данной зоны ВОЗ (рис. 2).

За полтора года до Бачатского землетрясения в районе угольного разреза «Бачатский» проводились исследования наведённой сейсмичности, основанием для которых послужило сейсмическое событие с M_L = 4,3, произошедшее 9 февраля 2012 г. в 13:24 по UTC (в 20:24 местного времени) с координатами эпицентра (54,28° с.ш., 86,15° в.д.), попадающими на борт этого разреза [Еманов и др., 2014]. Данное событие также породило ощутимые колебания в большинстве городов Кемеровской области и вызвало сильный общественный резонанс и расследование властей и сотрудников МЧС. Помимо отмеченных сильных событий в 2012–2013 гг. в районе разреза «Бачатский» происходили ощутимые землетрясения, наиболее крупное из которых – 4 мая 2013 г. 17:30 (UTC) имело локальную магнитуду M_L = 3,9. Таким образом, сейсмические активизации постоянно регистрируются в районе разреза в виде непрерывно протекающего процесса с событиями малых энергий и кратковременных мощных активизаций, самым сильным из которых стало Бачатское землетрясение 2013 г.

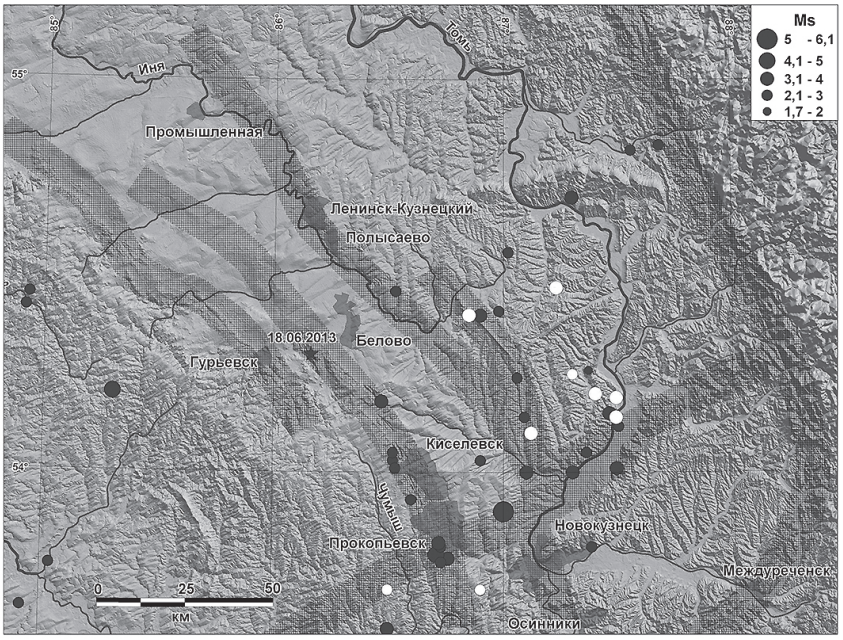


Рис. 2. Карта зон ВОЗ (возможных очагов землетрясений) Кузбасса.

На карте заштрихованными полосами показаны зоны ВОЗ (для всех зон ВОЗ $M_{макс} = 6.0$). Темные кружки – эпицентры землетрясений и их магнитуда; светлые – возможно взрывы. Звездочкой показан эпицентр Бачатского землетрясения 18.06.2013.

Известно, что газодинамическая ситуация является чутким индикатором состояния тектонического поля напряжений, а внезапные выбросы метана являются следствием роста напряжений. В то же время, далеко не все районы разработки угля сопровождаются сейсмическими активизациями. Результаты проведенных сейсмотектонических исследований показывают, что в зонах влияния геологических структур, ответственных за сейсмические активизации и внезапные газовые выбросы, наблюдаются формы рельефа, предположительно порожденные землетрясениями доинструментального периода наблюдений, изучение и датирование которых позволяет выявить повторяемость и силу природных землетрясений.

Выводы

Изученные нарушения земной поверхности в районе г. Полысаево и его окрестностях и анализ проявлений сейсмической активности района дали возможность выдвинуть предположение, что сейсмичность данного района лишь частично носит техногенный характер, а главным образом имеет природное, тектоническое происхождение. Отмечаемые сейсмические проявления, возможно, являются началом более мощной сейсмотектонической активизации, вызванной сильно возросшей за последнее время техногенной нагрузкой. Это предположение подтвердилось таким крупным событием, как Бачатское землетрясение, произошедшим в 2013 г. и попавшим в выделенную ранее зону ВОЗ (возможных очагов землетрясений). Магнитуда этого события близка к указанной максимальной магнитуде для данной зоны

ВОЗ. Не противоречит этому предположению и ряд других менее крупных сейсмических событий этого региона.

Можно предположить, что техногенные воздействия являются спусковым механизмом для характерных для этого района тектонических землетрясений.

Литература

Акбиев Р.Т., Могушков И.М., Рогожин Е.А. Комплексные градостроительные мероприятия по обеспечению сейсмической безопасности территорий муниципальных образований // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2010. № 6. С. 53–57.

Батугина И.М., Петухов И.М. Геодинамическое районирование месторождений при проектировании и эксплуатации рудников. М. : Недра, 1988. – 165 с.

Еманов А.А., Еманов А.Ф., Колесников Ю.И. и др. Оценка сейсмической опасности территории юга Кузбасса. Новосибирск: АСФ ГС СО РАН, 2006. URL: http://gs.sbras.ru/filial/asf/issledovaniya/ocenka-seismicheskoi-opasnosti-territorii-yuga-kuzbassa/.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Семин А.Ю. Сейсмический мониторинг района г. Осинники (Кемеровская область) // Землетрясения в России в 2005 году. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 63–65.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Семин А.Ю. Сейсмические активизации при разработке угля в Кузбассе // Физ. мезомех., 2009. Т. 12. № 1. С. 37–43.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова Е.В. Техногенная сейсмичность Кузбасса (Бачатское землетрясение 18 июня 2013 г.) // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 2, с. 41–46.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, № 10. С. 20–30.

Жалковский Н.Д., Мучная В.И. Некоторые результаты макросейсмических исследований сильных землетрясений Алтае-Саянской области // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. С. 28–41.

Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1: 8000000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / В.И. Уломов, Л.С. Шумилина. М. : ОИФЗ РАН. 1999. – 57 с.

Лаврентьев А.И. О неотектонических структурах и землетрясениях района Новокузнецка // Геология и геофизика, 1971, № 9. С. 117–122.

Макеев В.М. Кузнецкая периорогенная область: неотектоническая зональность и геодинамические условия образования. М. : ГЕОС, 2008. – 148 с.

Новиков И.С. Сокол Э.В. Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области по пирометаморфическим комплексам: геологическое обоснование // Геоморфология, 2009, № 3, с. 77–93.

Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Новиков С.С., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Акбиев Р.Т., Могушков Е.М. Палеосейсмогеологические и тектонические исследования сейсмоопасных территорий юга Кузбасса // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2010а. № 6, с. 35–45.

Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Новиков С.С., Мараханов А.В., Ларьков А.С. Природа массового разрывообразования при сейсмической активизации в Центральном Кузбассе // Вопр. инженерн. сейсмологии. 2010б. Т. 37. № 4, с. 5–24.

Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н. и др. Отчет о результатах научно-исследовательских работ по теме: «Экспертное заключение о прогнозной вероятности землетрясения на территории г. Полысаево Кемеровской области», 2010. С. 68.

Файнер Ю.Б. Кузнецкая котловина // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М. : Наука, 1969. С. 157–204.

Special earthquake catalogue of Northern Eurasia from ancient times through 1995. Editors: N.V. Kondorskaya and V.I. Ulomov. URL: http://socrates.wdcb.ru/scetac/

УДК 622.831

ВЛИЯНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ НЕОДНОРОДНЫХ МАССИВОВ СКАЛЬНЫХ ПОРОД

Ю.В. Федотова, Э.В. Каспарьян, Н.Н. Кузнецов

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты

В статье приводятся результаты исследований закономерностей формирования поля напряжений в неоднородном скальном массиве вблизи двух активных разломов разной конфигурации и при наличии областей неоднородностей в виде рудного тела (с меньшей жёсткостью по сравнению с вмещающими породами). Исследования выполнены с помощью численного моделирования методом конечных элементов в плоской постановке. Для моделей были выбраны условия, соответствующие отрабатываемым апатит-нефелиновым месторождениям Хибинского массива.

Введение

В иерархично-блочной среде природно-технической системы, при производстве подземных горных работ, наличие разрывных нарушений и высокой напряжённости массивов пород в пределах отрабатываемых месторождений обуславливают возникновение дополнительных концентраций напряжений в элементах разработки и, как следствие, динамических проявлений горного давления в виде горных ударов регионального и локального происхождений. При этом зоны сопряжения структурных нарушений представляют собой наиболее опасные участки недр, характеризующиеся самыми высокими рисками развития опасных геодинамических процессов и явлений.

Существует гипотеза об энергетической подпитке массивов пород по крупным разломам, в результате чего формируются поля напряжений с горизонтальными напряжениями, превышающими по величине вертикальные составляющие [Кузьмин, Жуков, 2004; Летников, 2008; Марков, 1982; Ребецкий, 2008]. Причем максимальные горизонтальные напряжения действуют по направлениям, перпендикулярным

к берегам разломов. Именно такие разломы, по которым приходит энергия из глубоких слоёв Земли, предлагается называть активными.

Иерархично-блочные породы скальных массивов, как наиболее прочные и хрупкие способны накапливать значительные величины поступающей энергии до момента превышения критического уровня и развития процессов трещинообразования. Максимальные величины напряжений при этом наблюдаются в интрузиях древних щитов, как наиболее ярких представителей таких массивов [Марков, 1982]. При этом скальные массивы характеризуются наличием преимущественно вертикальных или близвертикальных структурных неоднородностей различного ранга и генезиса. Отработка рудного месторождения подземным способом в таких условиях зачастую производится в удароопасных условиях. Причем, количество проявлений горного давления в выработках и объем их последствий зависит как от применяемых способов разработки, так и от конкретных структурно-геологических условий. В этом случае факторами, влияющими на напряженно-деформированное состояние блоков массива горных пород, являются структурные неоднородности менее крупных рангов – разломы, дайки, рудные тела, окисленные зоны и т.д. Присутствие таких неоднородностей, отличающихся по своим физико-механическим свойствам от вмещающих пород, может обуславливать изменение концентраций напряжений вблизи их границ.

Целью данного исследования являлось выявление закономерностей формирования естественного поля напряжений в неоднородном скальном массиве, представленном участком интрузии центрального типа вблизи двух активных разломов разной конфигурации, и при наличии областей неоднородностей в виде рудного тела (с меньшей жёсткостью по сравнению с вмещающими породами) до начала проведения горных работ. Исследования такого рода выполняются с помощью численного моделирования. При формировании моделей наших исследований были выбраны условия, соответствующие породам и рудам Хибинского массива, являющегося одной из самых больших в мире щелочных интрузий центрального типа, расположенных на Балтийском кристаллическом щите.

Объект и методы исследования

Объектом исследования выбран участок массива горных пород, включающий рудную залежь апатит-нефелиновой дуги Хибинского массива. На данном участке отрабатываются два месторождения – Кукисвумчоррское и Юкспорское. Основными исследуемыми геологическими структурами месторождений являются Северный и Саамский разломы. Северный разлом является северо-западной границей Кукисвумчоррского месторождения, залегает практически отвесно, вкрест простирания рудного тела на глубину ориентировочно 40 км, имеет сложное строение и мощность до 200 м. Саамский разлом является одновременно восточной границей Кукисвумчоррского месторождения и западной границей Юкспорского месторождения. Он залегает также практически отвесно вкрест простирания рудного тела на глубину ориентировочно 30 км. Разлом имеет сходное с Северным разломом строение и мощность до 136 м.

Исследование напряженно-деформированного состояния (НДС) участка массива горных пород, включающего оба месторождения, проведено с помощью численного моделирования методом конечных элементов. Моделируемый участок представляет собой гористую местность с высотами до 1500 м, разделенную дву-

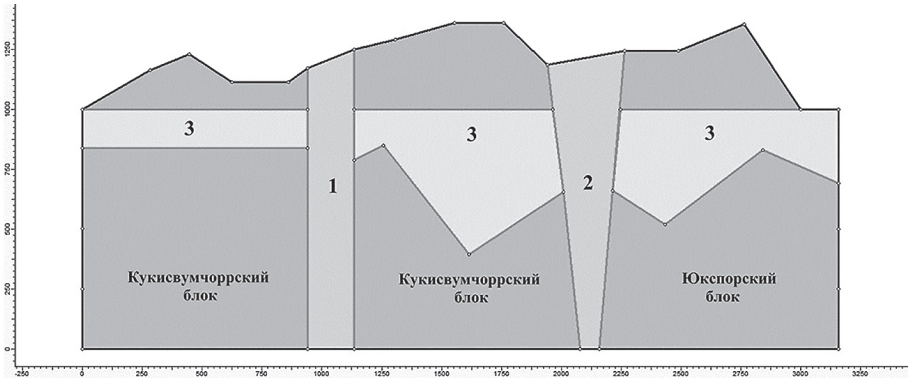


Рис. 1. Модель исследуемого участка массива пород: 1 – Северный разлом, 2– Саамский разлом, 3 – рудное тело, остальные блоки – вмещающие породы

мя разломами. В качестве основных геологических структур с различными физико-механическими свойствами, влияющих на естественное поле напряжений исследуемого массива, выбраны рудное тело и два разлома.

Исследования влияния рудного тела и разломов на НДС массива горных пород проводились для варианта модели, представленной на рис. 1. На основании данных экспериментальных исследований [Кузнецов, Федотова, 2015] заданы следующие физико-механические свойства для блоков модели. Разломные зоны: объемный вес – 1,3 г/см^3, модуль упругости – 1,0 ГПа, коэффициент Пуассона – 0,49. Вмещающие породы: объемный вес – 2,5 г/см^3, модуль упругости – 72,2 ГПа, коэффициент Пуассона – 0,28. Рудное тело: объемный вес – 2,0 г/см^3, модуль упругости – 65,6 ГПа, коэффициент Пуассона – 0,20.

Для условий исследуемой модели учитывалось действие веса пород. Нижняя и боковые границы не жестко закреплялись: у боковых границ фиксировались перемещения по координате X, у нижней границы – по координате Y. Также были рассмотрены варианты с нагружением нижней границы модели и берегов разломов. Сопоставление результатов моделирования проводилось с результатами натурных исследований, в ходе которых установлено, что на глубине 300–600 м (Кукисвумчоррское месторождение) формируются субгоризонтальные наибольшие главные напряжения величиной 40–60 МПа. Всего для модели было рассмотрено семь вариантов граничных условий.

Результаты и обсуждение

На первом этапе моделирования была рассмотрена модель с закреплением нижней и боковых границ и действием только гравитационных сил (рис. 2). Установлено, что для этих граничных условий характерно распределение величин наибольших главных напряжений σ_1 с постепенным увеличением с глубиной. При этом величины напряжений для блоков вмещающих пород не превышают 27 МПа, а для разломных зон – 9 МПа. Полученная разница в величинах σ_1 обусловлена свойствами блоков исследуемой модели. Также следует отметить, что во вмещающих породах и рудном теле направление наибольших главных напряжений вертикальное, а в разломных зонах до отметки 1000 м – субвертикальное, и выше отметки

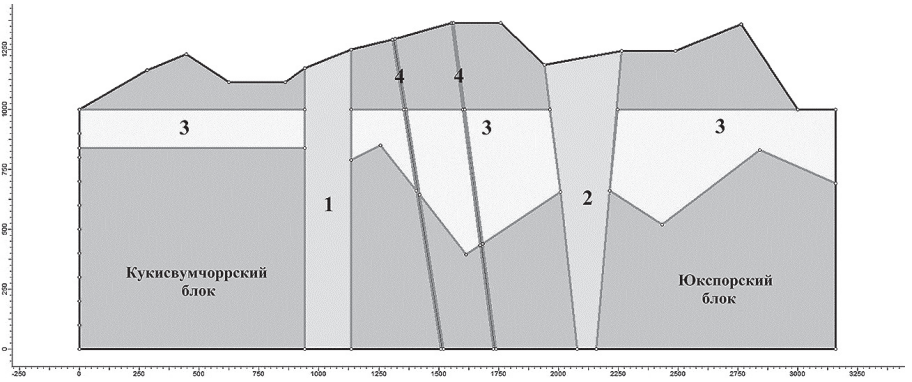


Рис. 2. Распределение величин напряжения σ_1 в блоках модели при закреплении нижней и боковых границ

1000 м – субгоризонтальное. Однако полученные в этом случае результаты моделирования не соответствуют натурным данным, поскольку на отметках 600–1000 м напряжения в межразломном массиве ориентированы вертикально, а их величина не достигает 40–60 МПа.

На втором этапе рассмотрена ситуация, когда к нижней границе модели на всем протяжении исследуемого участка массива горных пород приложена нагрузка равная 100 МПа (рис. 3). В этом случае в нижней части межразломного пространства формируются высокие сжимающие напряжения величиной до 340 МПа. При этом область повышенных сжимающих напряжений смещена в сторону Северного разлома, что вызвано его геометрическими параметрами. В верхней части разломных зон наблюдаются существенные растягивающие напряжения (до –60 МПа). Также для заданных граничных условий установлено, что ниже отметки 400 м в межразломном пространстве и в разломных зонах напряжения σ_1 имеют субгоризонтальную ориентацию, а выше этой отметки – субвертикальную. В рассмотренном варианте модели наблюдается ситуация, когда нагрузка снизу и разница в свойствах

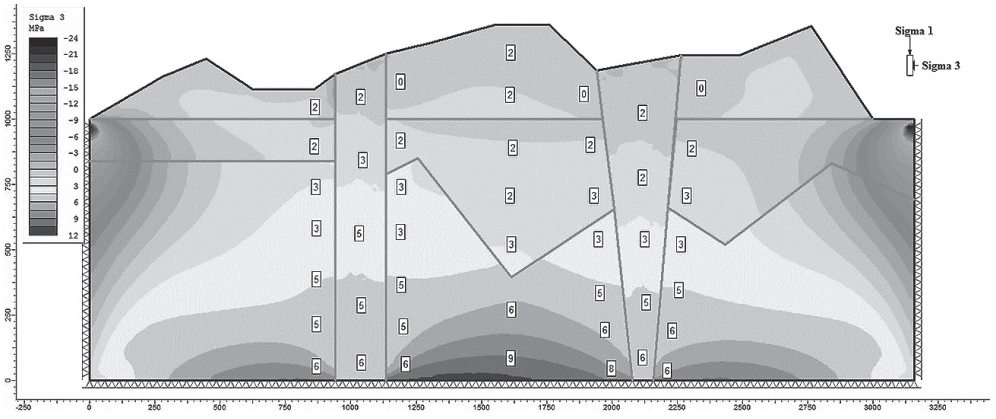


Рис. 3. Распределение напряжений σ_1 в блоках модели при действии нагрузки снизу величиной 100 МПа на весь участок исследуемого массива горных пород

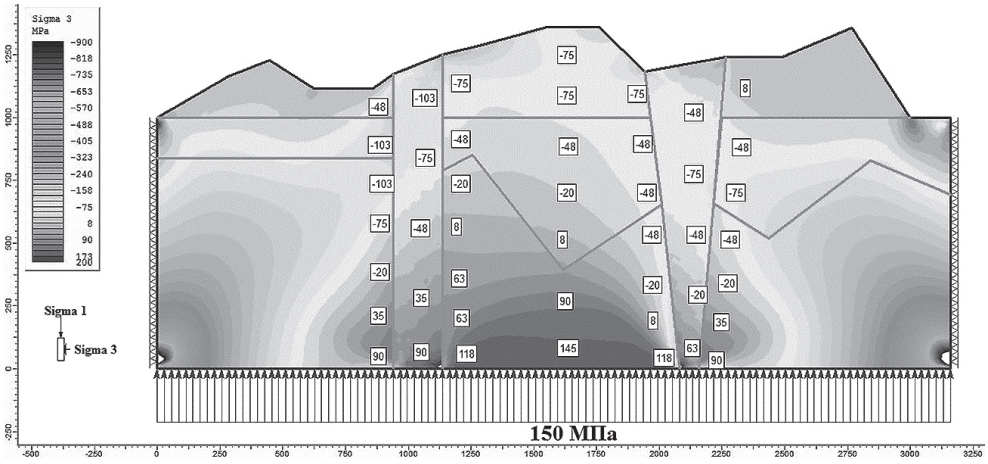


Рис. 4. Распределение напряжений σ_1 в блоках модели при действии нагрузки снизу величиной 500 МПа на весь участок исследуемого массива горных пород

разломных зон и вмещающих пород создают возможность формирования высоких горизонтальных напряжений. Однако область распространения таких напряжений достаточно мала, что может быть вызвано недостаточно большой нагрузкой, приложенной к нижней границе модели. В целом, полученные результаты, также, как и в предыдущем случае, не соответствуют натурным данным – на отметках 600–1000 м в межразломном пространстве напряжения имеют субвертикальную ориентацию, а не субгоризонтальную.

На третьем этапе к нижней границе модели на всем протяжении исследуемого участка массива горных пород была приложена нагрузка равная 500 МПа (рис. 4). В этом случае, как и в предыдущем, в нижней части межразломного пространства формируются высокие сжимающие напряжения со смещением в сторону Северного разлома, а в верхней части разломных зон наблюдаются существенные растяги-

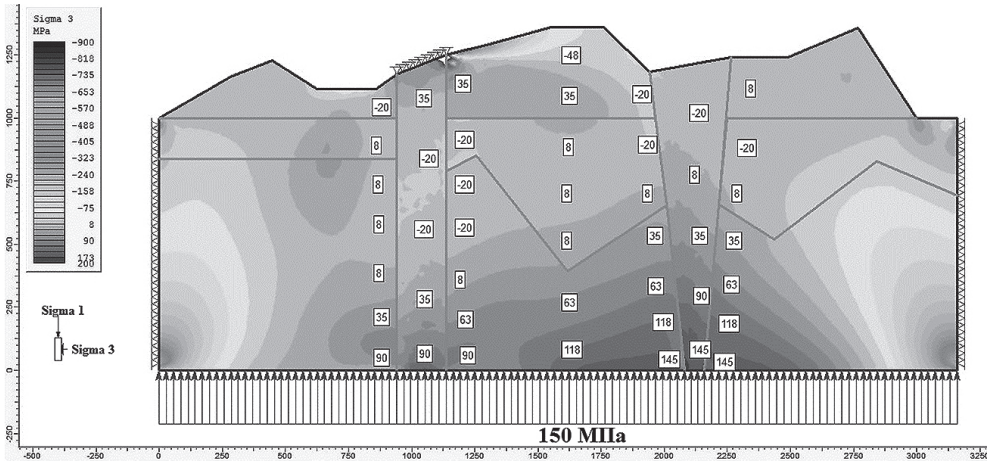


Рис. 5. Распределение напряжений σ_1 в блоках модели при действии нагрузки снизу по разломным зонам величиной 100 МПа

вающие напряжения. Также для заданных граничных условий установлено, что область наибольших главных напряжений, имеющих субгоризонтальную ориентацию в межразломном массиве и в разломных зонах, увеличивается на 50 м (до отметки 450 м). При этом величины установленных напряжений не соответствуют натурным данным (в несколько раз выше натурных). Результаты данного варианта показали, что увеличение нагрузки снизу не приводит к существенному увеличению зоны формирования повышенных горизонтальных напряжений.

На четвертом этапе рассматривалась ситуация, когда нагрузка снизу равная 100 МПа (рис. 5) приложена только к разломным зонам, то есть моделируется эффект поступления энергии по разломам. В этом случае горизонтальные напряжения σ_1 формируются преимущественно вблизи Саамского разлома на отметках от 0 до 600 м. В остальной части межразломного массива преобладают вертикальные напряжения величиной от 3 до 20 МПа, что не соответствует результатам натурных исследований.

Таким образом, при действии нагрузки снизу по разломам так же, как и при действии нагрузки снизу на всем протяжении исследуемого участка массива горных пород, в межразломном массиве формируются повышенные горизонтальные напряжения. Однако, как и в предыдущих случаях, область формирования таких напряжений не превышает в среднем отметки 400 м. При этом является интересным тот факт, что геометрические параметры разломных зон могут сильно влиять на напряженное состояние массива горных пород.

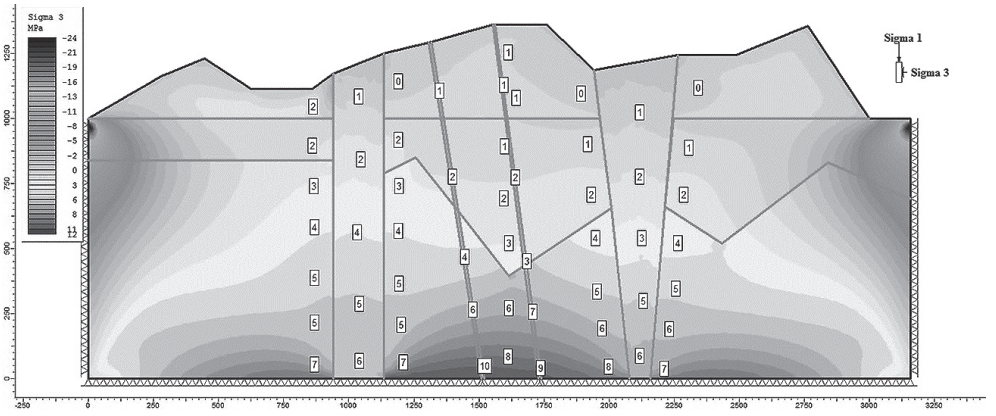


Рис. 6. Распределение напряжений σ_1 в блоках модели при действии нагрузки снизу по разломным зонам величиной 500 МПа

На пятом этапе рассмотрена ситуация, когда нагрузка снизу по разломам увеличена до 500 МПа (рис. 6). При таких граничных условиях область формирования горизонтальных напряжений σ_1 увеличилась до 200 м вблизи Северного разлома и до 800 м вблизи Саамского разлома (в межразломном массиве такая область находится в пределах от 0 до 400 м). В остальной части межразломного массива преобладают субвертикальные напряжения величиной от 5 до 60 МПа, что численно соответствует результатам натурных исследований. В данном варианте, при действии нагрузки снизу по разломам величиной 500 МПа, получена наибольшая из всех рассмотренных случаев область формирования горизонтальных напряже-

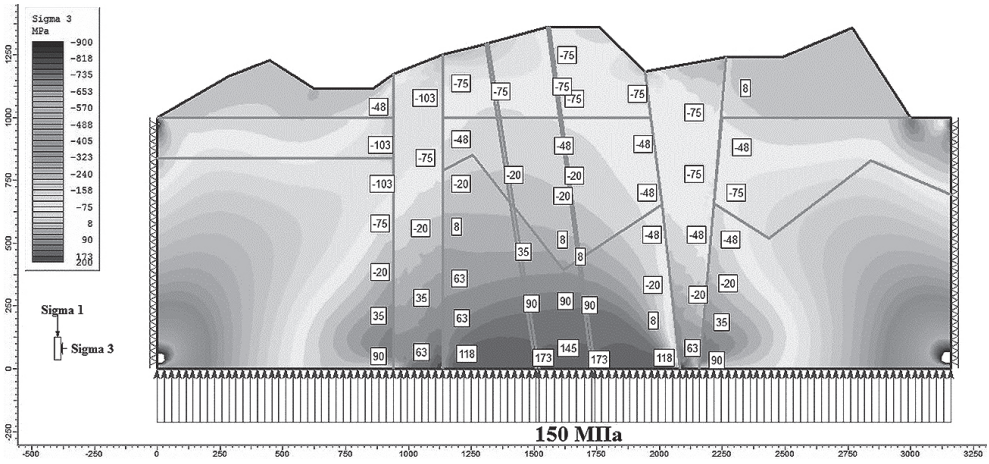


Рис. 7. Распределение напряжений σ_1 в блоках модели при действии распределенной нагрузки от 0 до 100 МПа с берегов разломных зон

ний. Однако даже в этом случае ориентация напряжений σ_1 не соответствует натурным данным.

Рассмотренные выше случаи показали, что при действии нагрузки снизу область формирования горизонтальных напряжений невелика, поскольку действующая по разломам нагрузка в удалении от ее источника уравновешивается весом пород. Однако наше предположение основывается на том, что нагрузка по разломным зонам в окружающий массив может поступать по всей поверхности берегов разлома. В связи с этим на шестом этапе моделирования был рассмотрен случай, когда нагрузка распределяется горизонтально по всей поверхности берегов разломов от 0 МПа у поверхности и до 100 МПа на глубине (рис. 7). При таких условиях моделирования в большей части межразломного массива формируются субвертикаль-

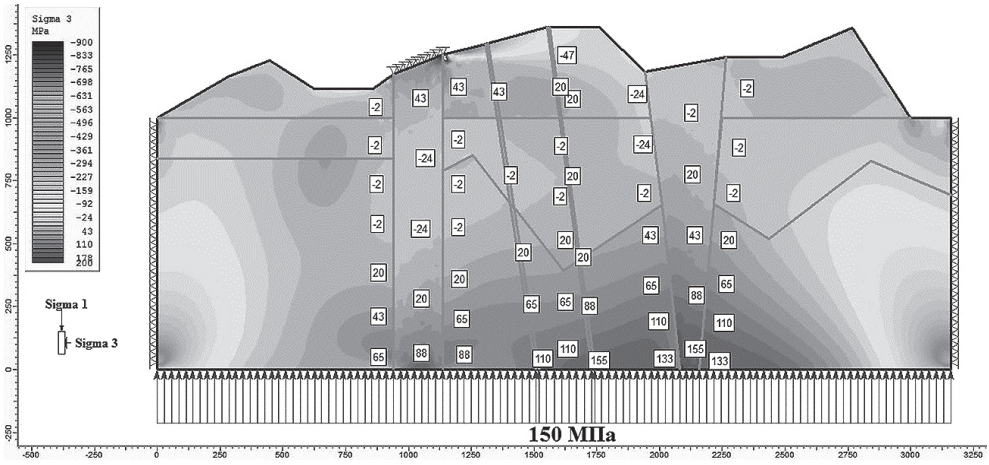


Рис. 8. Распределение напряжений σ_1 в блоках модели при действии распределенной нагрузки от 50 до 500 МПа с берегов разломных зон

ные напряжения σ_1 величиной от 5 до 30 МПа, и лишь вблизи Саамского разлома напряжения имеют субгоризонтальную ориентацию. Шестой вариант показал, что при действии распределенной нагрузки от 0 до 100 МПа с берегов разломов в исследуемом участке массива горных пород почти отсутствует область формирования горизонтальных напряжений σ_1.

На седьмом этапе был рассмотрен случай, когда распределенная нагрузка с берегов разломов была увеличена до 50 МПа у поверхности и до 500 МПа на глубине (рис. 8). В данной ситуации характер распределения напряжения σ_1 существенным образом изменяется по сравнению с рассмотренными выше вариантами модели. Так, наибольшее главное напряжение σ_1 в межразломном массиве имеет преимущественно субгоризонтальную ориентацию, а его величины на отметках 600–900 м (глубина 300–600 м) соответствуют результатам натурных исследований. Результаты рассмотренного варианта показывают, что при действии распределенной нагрузки от 50 до 500 МПа с берегов разломов в исследуемом участке массива горных пород создаются условия, в большей степени соответствующие реальному напряженному состоянию Кукисвумчоррского и Юкспорского месторождений.

Заключение

По результатам численного моделирования напряженного состояния участка массива скальных пород, включающего Кукисвумчоррское и Юкспорское месторождения, было установлено, что в исследуемом массиве возможно формирование естественных горизонтальных напряжений, существенно превышающих гравитационные. Такая ситуация наблюдается при действии распределенной нагрузки от 50 до 500 МПа с берегов разломных зон.

Также установлено, что наличие структурных неоднородностей в массиве горных пород может привести к изменению величин действующих горизонтальных напряжений – формированию растягивающих или существенно сжимающих напряжений в около разломном пространстве. При этом, чем больше будет разница в физико-механических свойствах таких структур, тем значительнее будет изменение напряженного состояния массива.

Таким образом, в случае постоянной подпитки энергией через разломные зоны в участке массива скальных пород возможно формирование зон повышенных сжимающих напряжений. При ведении подземных горных работ на удароопасном месторождении в пределах таких зон высока вероятность возможности реализации различного рода проявлений горного давления, обусловленная техногенной нагрузкой.

Литература

Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М. : Изд-во МГГУ, 2004. – 262 с.

Летников Ф.А. Синергетика процессов в зонах глубинных разломов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле, т. 2. М. : ИФЗ РАН, 2008. С. 63–70.

Марков Г.А. О модели формирования избыточных горизонтальных напряжений в горных породах под влиянием восходящих движений земной коры // Сб. Природа и

методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты: Изд. КФ АН СССР. 1982. С. 59–81.

Ребецкий Ю.Л. Разлом – особое геофизическое тело в земной коре // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле, т. 2. М. : ИФЗ РАН, 2008. С. 123–131.

Кузнецов Н.Н., Федотова Ю.В. Исследование энергонасыщенности расчетных моделей месторождений Хибинского массива: материалы XIX Межд. научн-практ. Конф. «Теория и практика современной науки» (7–8 октября, 2015 г.) М. : Институт стратегических исследований, 2015. С. 129–136.

УДК 550.34.01+550.347+550.348

УЧЁТ ИЕРАРХИЧНОЙ ГЕТЕРОГЕННОСТИ ГОРНОГО МАССИВА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ШАХТНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

О.А. Хачай

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При ведении горных работ в высоконапряженных массивах скальных пород проявляется техногенная сейсмичность, вопросам прогноза и профилактики которой уделяется много внимания во всех странах с развитой горнодобывающей промышленностью. С точки зрения парадигмы физической мезомеханики, включающей в себя синергетический подход к изменению состояния массивов горных пород различного вещественного состава, эту проблему можно решить с помощью методов мониторинга, настроенных на изучение иерархических структурных сред. Изменения в среде, приводящие к краткосрочным предвестникам динамических явлений, объясняются в рамках иерархической неоднородности и нелинейности.

Введение

Впервые явление зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок было описано в [Шемякин и др., 1986].

Формирование структур при необратимых процессах связано с качественным скачком при достижении пороговых (критических) параметров. Самоорганизация есть сверхкритическое явление, когда параметры системы превосходят свои критические значения. Когда система отклоняется сильно от состояния равновесия, ее переменные удовлетворяют нелинейным уравнениям. Нелинейность есть важная и общая черта процессов, протекающих вдали от равновесия. При этом сверхкритическая отдача энтропии возможна лишь при наличии необычной, особой внутренней структуры системы [Эбелинг, 1979]. Это означает, что самоорганизация не является универсальным свойством материи, она существует при опреде-

ленных внутренних и внешних условиях и это не связано с особым классом веществ. Итак, есть два класса необратимых процессов: 1 – разрушение структуры вблизи положения равновесия, это есть универсальное свойство систем при произвольных условиях; 2 – возникновение структур вдали от положения равновесия при условиях, что система открыта и обладает нелинейной внутренней динамикой, а ее внешние параметры имеют сверхкритические значения. И. Пригожин их назвал диссипативными структурами [Гленсдорф, Пригожин, 1973]. Изучение морфологии и динамики миграции этих зон имеет особое значение при отработке глубокозалегающих месторождений, осложненной динамическими явлениями в виде горных ударов.

Важным инструментом для этого изучения являются геофизические исследования. Как показано в [Садовский и др., 1987], для описания геологической среды в виде массива горных пород с его естественной и техногенной неоднородностью следует пользоваться ее более адекватным описанием, каковой является дискретная модель среды в виде кусочно-неоднородной блоковой среды с вложенными неоднородностями меньшего ранга, чем размер блока. Эта вложенность может быть прослежена несколько раз, то есть изменив масштаб исследования, мы видим, что неоднородности меньшего ранга выступают теперь в виде блоков для неоднородностей следующего ранга. Простое усреднение измеряемых геофизических параметров может приводить к искаженным представлениям о структуре среды и ее эволюции [Садовский и др., 1987].

В Институте геофизики УрО РАН разработан аппаратурно-методический и интерпретационный комплекс для изучения строения и состояния сложнопостроенной геологической среды, обладающей потенциальной неустойчивостью и способностью к перестраиванию иерархичности структуры при значительном внешнем воздействии. В основу этого комплекса положена разработанная 3D попланшетная методика электромагнитных индукционных исследований в частотно-геометрическом варианте, опирающаяся с одной стороны на программно реализованную систему интерпретации 3D переменных электромагнитных полей [Хачай, 2000; 2003], а с другой стороны на разработанный д.т.н. А.И. Человечковым аппаратурный ряд для проведения индукционных исследований. В настоящее время разработанная методика используется для картирования и мониторинга сложнопостроенных геологических сред в наземном и подземном (шахтном) вариантах. В первом – для определения структуры россыпей (платина, алмазы), выявления и определения состояния техногенной, сезонной и очаговой мерзлоты, выявления зон нарушенности в плотинах и особенно опасных объектах, для решения археологических задач на древних погребенных особо ценных объектах России и Египта. Одной из фундаментальных проблем горного дела, которую традиционно относят к проблемам геомеханики, является проблема создания теории и методов изучения строения и состояния массивов горных пород с целью прогноза и предотвращения катастрофических явлений при отработке месторождений [Влох, 1994].

Активный мониторинг структуры и состояния массивов горных пород различного вещественного состава

Определение состояния и динамики массива – задача более сложная, чем картирование его структуры. Отдельные части массива могут находиться в различном напряженном состоянии, а соответствующие деформации могут быть как упруги-

ми, так и пластическими. Среда может быть многофазной. Резкое изменение состояния блоков может привести к потере устойчивости всего массива и горному удару. Изменение состояния определяется как природным, так и техногенным воздействием на массив и проявляется, в том числе, в виде образования техногенных полостей и накачки механической энергией во время массовых взрывов, предусмотренных технологий отработки. Явление нестационарности горного массива на сегодняшний день является известным фактом [Адушкин, Цветков, 1997; Шкуратник, Лавров, 1997]. Проявления ее бывают как малозаметными, в виде увеличения проницаемости за счет увеличения трещиноватости горных пород, так уже регистрируемых в виде толчков, микроударов, горных ударов, горно-тектонических ударов [Каталог, 1986]. Последние относятся уже к катастрофическим явлениям, которые инициируются как внутренними, так и внешними техногенными причинами. Для прогнозирования таких явлений при отработке конкретного рудного месторождения важно калибровать степень релаксации горного массива в ответ на контролируемое механическое воздействие. При этом задача включает: поиск и идентификации зон; включений в слоисто-блоковом изотропном по физическим свойствам массиве и слежение за их миграцией под влиянием изменения техногенных напряжений; оценке состояния массива по типу включений: контакт на границах пород различного состава, либо трещиноватая среда с различной степенью влагонасыщенности и фиксации ее изменения во времени. Все перечисленное делает актуальной задачу создания комплексного подхода к исследованию состояния массива горных пород на базе взаимоуточняющих геофизических и геомеханических методов. На основе теоретического анализа использования геофизических полей различной природы и новых методик исследования горных массивов сформулированы основные принципы реализуемой на сегодняшний день системы мониторинга напряженного состояния массивов горных пород, представляемых набором локальных включений, имеющих иерархическую структуру, погруженных в слоисто-блоковую изотропную среду. Мониторинг производится для изучения нестационарности проявлений этих локальных зон, связанных, в том числе, с изменением состояния массива. Предлагаемая система мониторинга организована в виде нескольких вложенных друг в друга циклов: [3]–[2]–[1]. Первый цикл (внутренний) построен на итерационном принципе и состоит из последовательности процедур: а) – выявление локальных зон неоднородности по физическому свойству – электропроводности производится с помощью объемной методики индукционных электромагнитных исследований, разработанной в институте геофизики УрО РАН. Далее строится геоэлектрическая модель изучаемого массива горных пород [Хачай, Новгородова, 1999; Хачай и др., 1998]; б) – проведение математического моделирования сейсмического поля в рамках заданной геометрии среды с различными упругими характеристиками [Хачай, Хачай, 2003; Хачай, Хинкина, 1998]; в) – построение комплексной электромагнитной и сейсмической модели локальной зоны массива горных пород; г) – вычисление компонентов тензора вторичных напряжений, создаваемых зоной неоднородности по электрическим и упругим свойствам; д) – построение единой модели по геомеханическим и геофизическим данным напряженного состояния в пределах локальной зоны неоднородности; е) – принятие решения о возвращении в пункт а), либо о переходе во внешний второй этап определяется критерием выполнения пункта д). Во втором цикле происходит сортировка и классификация результатов применения мониторинга, увязка физических и механических свойств изучаемой локальной зоны массива горных пород с использованием подходов [Влох, 1995], формирование временного ряда их изме-

нения под воздействием техногенных и естественных факторов. В третьем (внешнем) цикле определяется количественная взаимосвязь между физическими и механическими параметрами, характеризующими вторичное напряженное состояние каждой из локальных зон массива горных пород в зависимости от геологических, техногенных и сейсмогенных факторов. По предложению Н.П. Влоха эта система была опробована на ряде массивов, различающихся по вещественному составу, по их геологической классификации (осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные) и по степени удароопасности. Были изучены объекты на Урале: шахта «Магнезитовая», СУБР, ЮУБР, БКРУ-4, Естюнинская шахта, Узельгинский рудник; в Сибири, на Дальнем Востоке – Таштагол, Николаевский рудник (Дальнегорск). Каждый из этих объектов позволил установить особенности структуры и поведения массива, выделить и ранжировать факторы, влияющие на устойчивость массива. Это удалось исключительно при возможности сопоставления различных факторов в рамках единой комплексной методологии геофизических и геомеханических исследований. Рассмотрим результаты опробования и эффективности предлагаемой системы мониторинга массива горных пород на шахте «Магнезитовая» (1-й (внутренний) цикл). Опыт геофизических работ в подземных условиях с использованием различных физических полей с целью картирования зон нарушенности скального массива и изучения связи их динамических проявлений в удельных физических параметрах массива, свидетельствует о наибольшей эффективности и технологичности использования бесконтактных электромагнитных методов исследования.

Описание натурных экспериментов

Натурные эксперименты проводились на шахте «Магнезитовая» (г. Сатка, Челябинская обл.) в течение трех лет 1997–1999 гг. в феврале–апреле каждого года для изучения строения межвыработочного пространства, оценки степени неоднородности горного блока и изменчивости его строения и состояния во времени. На период проведения электромагнитных исследований в отработке были камеры первой очереди, когда кровля и стенки их были представлены массивом горных пород (доломитом и магнезитом), расположенными вкрест простирания залежи магнезита. Электромагнитные индукционные наблюдения велись на двух взаимно параллельных уровнях: на горизонте 297 м в семи взаимно параллельных выработках (409–421) и на горизонте 277 м в двух выработках (211–213). В начале эксперимента в 1997 году они представляли собой подкровельные выработки длиной до 120, шириной 3 и высотой 3 м. Затем, согласно технологии отработки массива, эти выработки уширялись до 8 м в той части, где находился магнезит. Там, где были пропластки доломита, ширина выработок оставалась прежней – 3 м. Затем эти выработки отрабатывались, их высота увеличивалась до 10 м, и межвыработочное пространство между горизонтами в процессе отработки камер уменьшалось по высоте от 17 до 10 м. Профили наблюдения проходили соответственно вдоль выработок практически по их середине. Наблюдения модулей трех компонент магнитного поля на 5 частотах (от 5 до 80 кГц) велись с помощью аппаратуры, разработанной в Институте геофизики УрО РАН (разработчик А.И. Человечков) независимо по каждой выработке, при этом источник возбуждения находился в той же выработке, что и приемник. Один цикл наблюдений заключал в себе многочастотные измерения двух горизонтальных и вертикальной компоненты переменного магнитного

поля при перемещении приемника с заданным шагом и фиксированным положением источника, далее источник перемещался в другую точку профиля и цикл измерений повторялся. В настоящем эксперименте во всех выработках было сделано по 4 цикла наблюдений.

Анализ данных электромагнитного мониторинга

После соответствующей обработки данных в рамках специализированной системы были получены для всех частот распределения эффективного сопротивления как функции расстояния. Анализ данных осуществлялся в рамках концепции трехэтапной интерпретации. Так, используя алгоритмы интерпретации первого этапа [Хачай, Новгородова, 1999], были получены одномерные модели распределения удельного электрического сопротивления в межвыработочном пространстве, которые для всех выработок соответствуют модели однородного полупространства с сопротивлением 1000 Ом м. Из анализа экспериментальных значений эффективного сопротивления в камерах горизонта 297 м (а, б) и 277 м (в) до и после отработки камер (частота 40 кГц), после предварительной обработки фильтрацией [Хачай, Новгородова, 1999] следует, что геоэлектрический параметр $\rho_{эфф.}$, характеризующий сопротивление массива горных пород, как вмещающую неоднородности среду, не меняется с течением времени (данные получены в 1997 и 1998 гг.). Интенсивное техногенное влияние на $\rho_{эфф.}$ при повышенной сотрясаемости в результате взрывных работ при отработке месторождения, практически не проявляется.

В работах [Хачай и др., 2003] для построения объемной модели распределения локальных геоэлектрических неоднородностей введен параметр геоэлектрической неоднородности δ как функция частоты, расстояния между точкой приема и точкой расположения источника и распределения удельного сопротивления, как во вмещающей среде, так и внутри локальных зон, который оказался важным тензочувствительным параметром. Нами анализировался определяемый для каждой выработки средний параметр геоэлектрической неоднородности для каждой частоты в отдельности в виде:

$$\overline{\delta^{i}_{m}} = \frac{1}{K}\sum_{k=1}^{K}\delta^{i}_{mk}\,,\ \delta^{i}_{mk} = \frac{\left|H^{i}_{\varphi m}\right|}{\left|H^{i}_{\rho mk}\right|}\cdot 100\%\,,$$

где i – номер частоты (1–5, 2–10, 3–20, 4–40, 5–80 кГц); K – число перемещений источника возбуждения в пределах участка наблюдений; k – номер точки расположения источника возбуждения; m – номер точки расположения приемника.

Анализ результатов, полученных в ходе натурных экспериментов 1997, 1998 гг., показывает, что эффект изменения параметра геоэлектрической неоднородности с течением времени значителен и фиксируем в рамках проводимых наблюдений, причем, как правило, эти изменения больше по абсолютной величине на частоте 5 кГц, по сравнению с остальными частотами. Для интерпретации этих данных нами был создан итерационный алгоритм на базе минимизации функционала, учитывающего взаимное боковое влияние и влияние «верх–низ» следующего вида:

$$Q^{i} = \frac{1}{N}\sum_{N}\ \frac{1}{M_N}\sum_{m=1}^{M_N}\left|\overline{\delta^{i}_{m}} - \overline{\delta^{Ti}_{m}}\right|,$$

где N – количество учитываемых взаимодействий в профильных данных объемной системы наблюдений, M_N – количество точек наблюдения на каждом профиле наблюдений, $\overline{\delta_m^{Ti}}$ – аппроксимационная конструкция или теоретический средний параметр геоэлектрической неоднородности в точке наблюдения номера m [Хачай, Новгородова, 1999]. В результате минимизации определяются следующие параметры: n – количество аномальных объектов, координаты левого конца каждого источника и его длина, вертикальная координата и M – момент источника, значение которого пропорционально проводимости объекта, создающего в магнитном поле эффект, эквивалентный полю сингулярных источников. Была построена объемная модель распределения локальных неоднородных зон в результате интерпретации данных электромагнитных исследований 1998 г. на двух уровнях: горизонта 297 и 277 м [Хачай и др., 2017]. Аналогичная модель построена и по данным 1997 г. Для одного цикла наблюдений положение источников, ассоциируемых с аномальными зонами, определяемое по данным для различных частот, не меняется, но значение момента M зависит от частоты. Для разных циклов наблюдений происходит изменение также и геометрического расположения аномальных зон, свидетельствуя о реакции массива на техногенное воздействие. До отработки камер источники аномального поля располагались исключительно в межвыработочном пространстве горизонтов 297 и 277 м. Обнаружилась зональность их распределения по глубине: так выделены глубины 2–3, 4,5–6, 8,5–9, 10–13,5 м от почвы 400-х камер. После отработки эти зоны возникли также и в кровле камер горизонта 297 м. Анализ среднего по частоте параметра M показал, что для большинства аномальных зон его значение меньше, чем 0,2, которое принято за фоновое. Выделено несколько аномальных зон, для которых $M > 0{,}2$. Известно, что если аномальная зона связана с наличием контакта двух сред различной проводимости, то значение момента сингулярного источника не должно зависеть от частоты. В случае же трещиноватых сред может наблюдаться зависимость момента или сопротивления в аномальной зоне от частоты и чем больше влагонасыщеность среды, тем большее значение дисперсии можно ожидать. Анализ величины дисперсии параметра M в зависимости от частоты для выделенных наиболее значимых аномальных зон показал, что наибольшие значения дисперсии имеют место на частотах 5 и 10 кГц. Этот эффект позволяет идентифицировать ослабленные трещиноватые зоны, отделив их от обычных ненарушенных контактов и включений других пород. Имеется качественное морфологическое сходство дисперсионных кривых до и после техногенного воздействия на массив, величина дисперсии при этом после отработки камер уменьшилась. Для проверки гипотезы о природе аномальных геоэлектрических зон, связанных с избыточной трещиноватостью, были проведены геомеханические исследования. В результате сопоставления полученных результатов были выявлены следующие особенности: по данным геомеханических исследований во второй и третьей скважинах были обнаружены зоны интенсивной трещиноватости, относящиеся к зонам разрухи, в первой скважине таких зон не было обнаружено. Электромагнитные исследования были проведены раньше, чем геомеханические и по результатам их интерпретации был построен прогнозный разрез, включающий в себя и положение неоднородных зон [Хачай и др., 2017]. Геомеханические исследования были проведены после отработки 417 камеры, при этом 217 оставалась подкровельной выработкой. Положение зоны разрушения по второй скважине хорошо совпадает с прогнозным положением зоны трещиноватости по электромагнитным данным. Первая скважина прошла мимо зоны трещиноватости и это тоже соответствует прогноз-

ному разрезу, построенному по электромагнитным данным. Третья скважина прошла через зону нарушенности, но по электромагнитным данным до отработки 417 камеры она была ближе к почве 417 камеры. Вполне вероятно, что после ее отработки она переместилась вниз. В работах [Хачай, 2004; Хачай и др., 2003] с использованием 3D электромагнитного индукционного пространственно-временного мониторинга удалось показать, что модель иерархичной дискретной среды применима для описания строения массива горных пород различного вещественного состава [Хачай, 2007]. В рамках конкретной модификации метода удалось проследить два иерархических уровня.

Заключение

Полученные результаты активного электромагнитного индукционного мониторинга в удароопасной шахте Таштагольского рудника позволяют сделать следующие выводы [Хачай,2007].

1. Массив горных пород представляет многоранговую иерархическую структуру, изучение динамики состояния и его структуры можно вести лишь с помощью геофизических методов, настроенных на такую модель среды;

2. Использование попланшетной многоуровневой индукционной электромагнитной методики с контролируемым источником и соответствующей методики обработки и интерпретации позволило проследить два иерархических уровня и выявить зоны дезинтеграции, являющиеся индикатором устойчивости массива;

3. Зоны дезинтеграции в околовыработочном пространстве расположены несимметрично в почве и кровле и дискретно: то есть имеются интервалы в околовыработочном пространстве полного их отсутствия. Максимальные изменения в массиве, находящемся под техногенным влиянием происходят именно в морфологии пространственного положения этих зон в зависимости от времени;

4. Введение нового интегрального параметра поинтервального распределения интенсивности зон дезинтеграции позволяет перейти к детальной классификации массива по степени устойчивости и ввести для этого количественные критерии [Хачай, 1997];

5. Введение в систему отработки предлагаемого комплексного пассивного и активного геофизического мониторинга, нацеленного на изучение переходных процессов перераспределения напряженно-деформированного и фазового состояний, способствует предотвращению катастрофических динамических проявлений при отработке глубокозалегающих месторождений.

Литература

Адушкин А.А., Цветков В.М. Влияние структуры и геодинамики на напряженное состояние земной коры. Проблемы механики горных пород. С.-П. : 1997. С. 7–12.

Влох Н.П. Управление горным давлением на подземных рудниках. М. : Недра. 1994. – 207 с.

Влох Н.П. Геомеханическое обеспечение эффективной и безопасной разработки рудных месторождений подземным способом // Горный вестник. 1995. № 4. С. 28–31.

Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуаций. М. : Мир. 1973. – 280 с.

Каталог горных ударов на рудных и нерудных месторождениях. Л. : ВНИМИ. 1986. – 183 с.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М. : Наука. 1987. – 98 с.

Хачай О.А. Комплексные геофизические исследования (теория и практические результаты) // Уральский геофизический вестник ИГФ УрО РАН. 2000. № 1. С. 107–110.

Хачай О.А. К вопросу об изучении строения, состояния геологической гетерогенной среды и их динамики в рамках дискретной и иерархической модели // Геомеханика в горном деле. Екатеринбург ИГД УрО РАН. 2003. С. 30–38.

Хачай О.А. К вопросу об изучении строения и состояния геологической гетерогенной нестационарной среды в рамках дискретной иерархической модели // Российский геофизический журнал. 2004. №№ 33–34. С. 32–37.

Хачай О.А. Исследование развития неустойчивости в массиве горных пород с использованием метода активного электромагнитного мониторинга // Физика Земли. 2007. № 4. С. 65–70.

Хачай О.А., Новгородова Е.Н. Использование новой трехмерной методики электромагнитных исследований строения горных массивов // Физика Земли. 1999. № 5. С. 61–79.

Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Влох Н.П., Липин Я.И. Трехмерные электромагнитные исследования строения и состояния массива горных пород // Горная геофизика. Материалы международной конференции. С.-П. : 1998. С. 591–598.

Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай О.Ю. Новая методика обнаружения зон дезинтеграции в околовыработочном пространстве массивов горных пород различного вещественного состава // ГАИБ. 2003. № 11. С. 26–29.

Хачай О.А., Хачай М.Ю. Новые подходы к анализу сложнопостроенных нелинейных нестационарных сред // Уральский геофизический вестник. ИГФ УрО РАН, Екатеринбург. 2003. № 5. С. 98–105.

Хачай О.А., Хинкина Т.А. Математическое моделирование изменения напряженного состояния при отработке горного массива камерным способом // Проблемы геотехнологии и недроведения. Т. 1. Екатеринбург. 1998. С. 217–225.

Хачай О.А., Хинкина Т.А., Хачай О.Ю. Отражение динамики фазового состояния массива горных пород по результатам многоуровневых электромагнитных мониторинговых исследований в удароопасной шахте (Таштагол) // ГАИБ. 2002. № 11. С. 109–114.

Хачай О.А., Хачай О.Ю. Новые системы мониторинга для обоснования шахтной сейсмичности с учётом иерархичной гетерогенности горного массива // Мониторинг. Наука и технологии. 2017. вып. 1. С. 26–33.

Шемякин Е.И., Фисенко Г.Л., Курленя М.В., Опарин В.Н. и др. Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок // ДАН СССР. 1986. Т. 289. № 5. С. 1088–1094.

Шкуратник В.Л., Лавров А.В. Эффекты памяти в горных породах. Физические закономерности, теоретические модели. М. : Изд-во Академии горных наук. 1997. – 158 с.

Эбелинг В. Образование структур при необратимых процессах. М. : Мир. 1979. – 277 с.

УДК 622.831+550.343

ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ЛОВОЗЕРСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.В. Ловчиков

ФГБУН Горный институт Кольского научного центра РАН,
Апатиты, Россия

Ловозерское месторождение эксплуатируется с 1951 г. Сильные сейсмические события ($M > 1$) стали происходить там в 90-х годах, после пуска в эксплуатацию нового рудника «Умбозеро». Количество событий достигало на руднике нескольких десятков в год. 17.08.1999 г. произошел сильнейший горно-тектонический удар ($M_L = 5.1$), в результате которого выработки рудника были разрушены на площади 650 тыс. м^2, после которого он был закрыт. В последние годы сильные сейсмические события стали происходить на руднике «Карнасурт», расположенном в 10 км от рудника «Умбозеро»; таких событий произошло более полутора десятков. Их происхождение объясняется структурно-блоковым строением Ловозерского массива.

В сейсмологии одним из наиболее важных показателей сейсмической опасности территории считается магнитуда сильнейшего землетрясения (M_{max}), происшедшего на этой территории. Точно также в геомеханике месторождений показателем геодинамической опасности месторождения (рудника) является магнитуда сильнейшего техногенного землетрясения (горно-тектонического удара), происшедшего на месторождении (руднике). Энергия сильнейшего техногенного землетрясения нередко оказывается более высокой, чем суммарная энергия всех сейсмических событий, происшедших на руднике за предыдущий период наблюдений и поэтому является критерием геодинамической опасности месторождения [Ловчиков, 2010]. По материалам XII межотраслевого совещания «Геодинамическая безопасность при освоении недр и земной поверхности» [Геодинамическая безопасность при освоении недр и земной поверхности, 2003], которое состоялось по инициативе Госгортехнадзора России 23–24 января 2002 г. в г. Кировске, и более поздних материалах нами проведено сравнение геодинамической опасности наиболее удароопасных рудных месторождений России, результаты которого приведены в табл. 1. Как видно из данных табл. 1, по мощности (выделенной сейсмической энергии) сейсмопроявлений Ловозерское месторождение является наиболее энергетичным из всех удароопасных месторождений России, хотя по объемам ведущихся горных работ оно в десятки и сотни раз меньше других.

Ловозерское редкометальное месторождение представлено свитой пластообразных залежей малой и средней мощности с пологим падением (10–20° к горизонту), расположенных в массиве крепких скальных пород. Месторождение разрабатывается рудником «Карнасурт» с 1951 г., то есть к настоящему времени свыше 65 лет. Рудник отрабатывает две пластообразные пологопадающие рудные залежи,

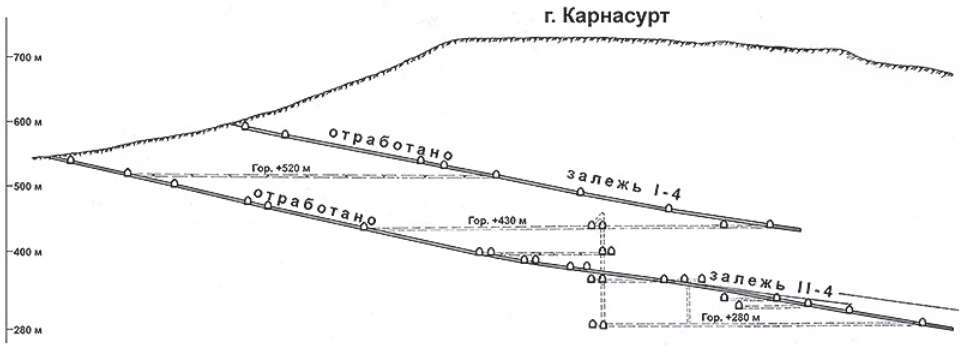


Рис. 1. Схематический вертикальный поперечный разрез рудника «Карнасурт»

Таблица 1

Сопоставление энергетических характеристик сильнейших сейсмических событий на удароопасных месторождениях России

Месторождение (рудник)	Магнитуда M_L и дата максимального события	Энергетический класс события, k	Суммарная сейсмическая энергия, выделенная за 1987–2002 гг. без сильнейшего события (оценка)
Ловозерское (Умбозеро)	5,1 (17.08.1999 г.)	11,8	$3 \cdot 10^{10}$
Хибинское (Кировский)	4,3 (16.04.1989 г.)	10,5	$1{,}5 \cdot 10^{8}$
Таштагол	3,6 (24.10.1999 г.)	9,4	$5 \cdot 10^{9}$
СУБР	3,5 (3.02.2010 г.)	9,1	$3{,}5 \cdot 10^{8}$

Таблица 2

Характеристика естественного напряженного состояния участков Ловозерского месторождения

Участок, рудная залежь	Глубина измерений от поверхности, м	Местоположение участка измерений	Величина и направление главных напряжений				Соотношение компонент напряжений $\sigma_3 : \sigma_2 : \sigma_1$
			σ_3		σ_1		
			МПа	азимут град., ±180°	МПа	наклон, град.	
Рудник «Карнасурт»							
Центральный участок Пласт II4	400	Гор. +280 м	40	50	11	90	4 : 2 : 1
Пласт II4 Западный фланг	310370	Гор. +370 м, восстающий 28/21 зап.	60	90	10	90	6 : 3 : 1
Рудник «Умбозеро»							
Пласт III4 (блок 1ю)	300	Гор. +250 м	50	265	7	90	7 : 3 : 1
Пласт III4 (блок 1с)	200	Штрек гор. +250 м	60	230	6	90	10 : 5 : 1

мощность каждой из которых составляет по 1,2 м, расположенные на расстоянии 90–110 м одна от другой. Угол падения каждой из залежей составляет 10–15° к горизонту. Схема отработки залежей на руднике в вертикальном поперечном разрезе представлена на рис. 1. Специфической особенностью Ловозерского месторождения является высокая тектоническая напряженность массива, в котором оно расположено. В табл. 2 представлены характеристики напряженного состояния массива пород на двух разных его участках, установленные непосредственными натурными измерениями в горных выработках методом разгрузки. Как видно из данных табл. 2, тектонические напряжения горизонтального направления в пространстве в 5–10 раз превышают гравитационные напряжения на глубине 200–400 м от поверхности. Хотя сейсмологические наблюдения на Кольском полуострове ведутся с 1956 года, ни одного сейсмического события в районе отработки Ловозерского месторождения КРСЦ ГС РАН, вплоть до 90-х годов, не было зафиксировано.

В 1984 г. на месторождении был пущен в эксплуатацию новый рудник «Умбозеро», расположенный в 10 км от рудника «Карнасурт». Рудник «Умбозеро» отрабатывал две сближенные параллельные пологопадающие (угол падения каждой 17° к горизонту) рудные залежи: нижняя залежь III-14 имела мощность 2,5 м, верхняя III-10 – мощность 5,5 м; расстояние между ними по вертикали – 50–60 м. Сначала отрабатывалась нижняя залежь камерно-целиковой системой разработки, при которой вынималось 50% руды, а 50% оставлялось в целиках (для выемки во 2-ю стадию). Отработанные камеры оставались пустыми. С 1990 г. над отработанным пространством нижней залежи стала отрабатываться верхняя залежь, более мощная, чем нижняя, с высотой камер 5,5 м. При отработке верхней залежи применялась та же камерно-целиковая система разработки с камерами и целиками таких же размеров, которые применялись при отработке нижней залежи. Вскоре после начала отработки верхней залежи на руднике «Умбозеро» 25.10., 3.11., 9.11.1991 г. произошла серия горно-тектонических ударов с магнитудой M_L = 2,2–2,6, в результате которых очистной блок 1ю рудника площадью 180 тыс. м^2 был разрушен на площади 80 тыс. м^2 [Ловчиков, Гуменников, Ивахно, 1993]. Это были первые сильные

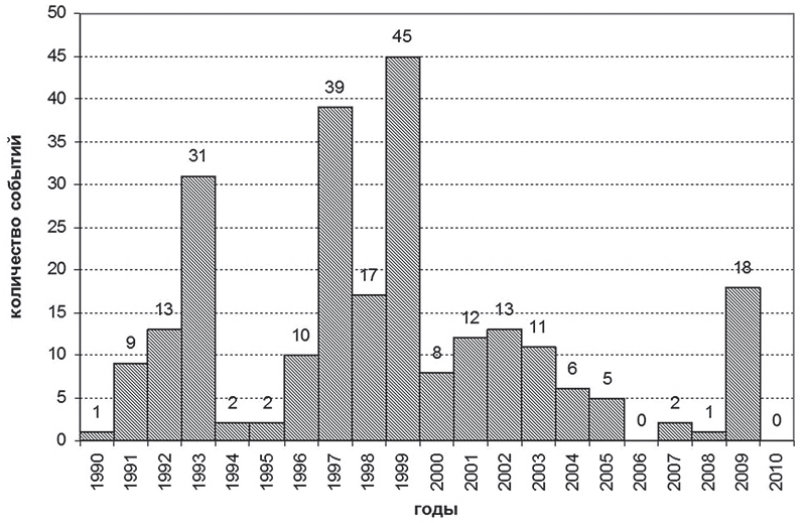


Рис. 2. Гистограмма распределения по годам сейсмических событий с $M_L > 1$ в массиве Ловозерского месторождения за период 1991–2010 гг.

сейсмические события в Ловозерском массиве. В дальнейшем количество сильных сейсмических событий в массиве рудника «Умбозеро» нарастало. Гистограмма распределения во времени сильных сейсмических событий ($M_L > 1$) по данным КРСЦ ГС РАН представлена на рис. 2, из которого видно, что в дальнейшем (1995–98 гг.) количество таких событий исчислялось десятками в год. Наконец, 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро» произошел сильнейший горно-тектонический удар: магнитуда $M_L = 5{,}1$, энергетический класс $k = 11{,}8$ (по данным Геофизической службы РАН), в результате которого горные выработки рудника были разрушены на площади 650 тыс. м^2. Рудник был полностью остановлен и выведен из эксплуатации более, чем на 3 месяца. На полное восстановление руднику понадобилось более 1 года. Горно-тектонический удар 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро» был и остается на сегодня сильнейшим сейсмическим событием в истории рудников России за все время их эксплуатации [Козырев, Ловчиков, Кузьмин, 2000].

Исследованиями Горного института КНЦ РАН установлено, что горно-тектонический удар 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро» был вызван одновременной выемкой двух сближенных рудных залежей в высоко тектонически напряженном массиве горных пород, отработка которых осуществлялась одновременно в одном месте камерно-целиковыми системами разработки с пустыми отработанными камерами. На участке совместной отработки сближенных залежей в междупластьи создались большие концентрации сжимающих и растягивающих напряжений, вследствие чего в массиве проросла огромная трещина, длиной по падению более 500 м, достигшая дневной поверхности, сопровождающаяся горно-тектоническим ударом (рис. 3). Вскоре после горно-тектонического удара 17.08.1999 г., частично из-за его последствий, рудник «Умбозеро» был законсервирован (2004 г.), а позднее (2009 г.) санкционированно затоплен. Однако геодинамические события в его массиве продолжались еще долгое время. В частности, в 2004 году (4.10.2004 г.), уже в период консервации рудника, там произошло другое сильное сейсмическое событие с магнитудой $M_L = 3{,}2$ (по данным КРСЦ ГС РАН), вызванное тем, что трещина в массиве, образовавшаяся в 1999 г., расширилась на 150 м [Ловчиков, 2005].

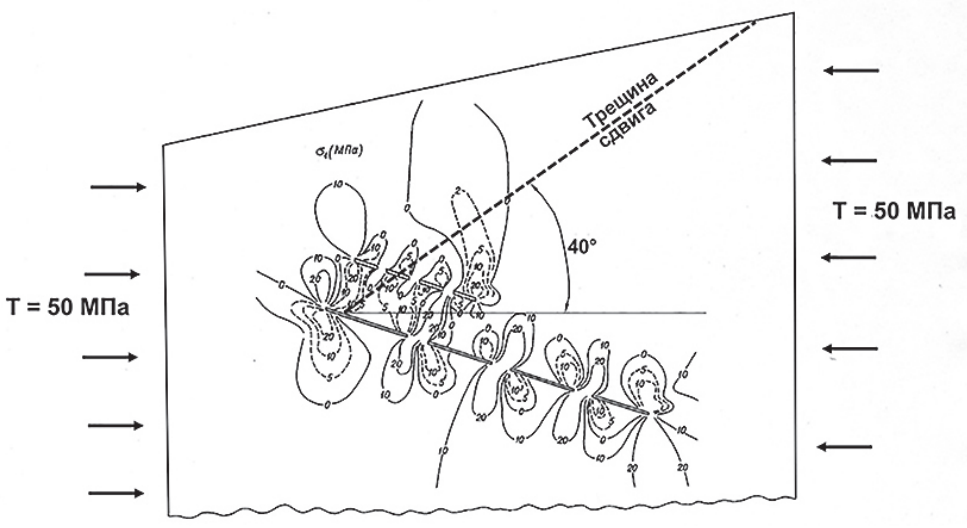


Рис. 3. Схема распределения напряжений σ_1 и образования трещины на руднике «Умбозеро» (растягивающие напряжения показаны пунктиром)

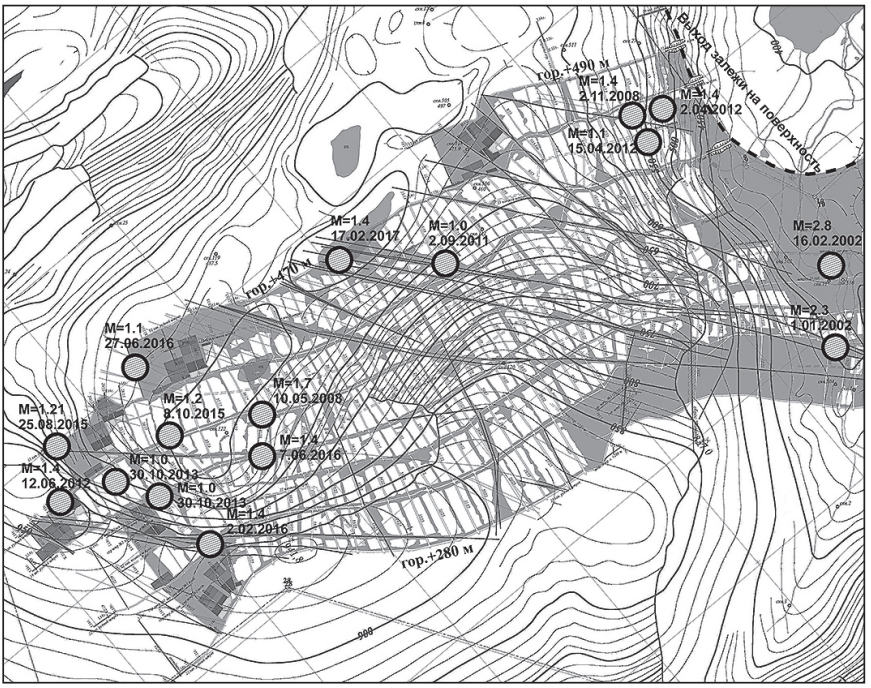


Рис. 4. Фрагмент плана горных работ с горизонталями поверхности и гипоцентрами сейсмособытий на западном фланге рудника «Карнасурт»

Геодинамическая активность в массиве затопленного рудника «Умбозеро» продолжается до сих пор. В частности, по данным сейсмостанции «Ловозеро» Геофизической службы РАН, в этом году там произошли два сейсмических события с магнитудами 23.03.2017 г. ($M_L = 1{,}5$) и 25.04.2017 г. ($M_L \leq 1{,}6$).

После горно-тектонического удара на руднике «Умбозеро» 17.08.1999 г. сильные сейсмические события с магнитудой $M_L > 1{,}0$ стали происходить в массиве рудника «Карнасурт», который находится в 10 км от рудника «Умбозеро». В частности, в 2002 году на западном фланге рудника «Карнасурт» произошли 2 горно-тектонических удара с разрушением выработок и целиков 1.01.2002 г. ($M_L = 2{,}3$) и 17.12.2002 г. ($M_L = 2{,}8$). Характерно, что очаги этих ударов располагались на малой глубине 50–150 м от поверхности [Ловчиков и Рахимов, 2004]. Всего на руднике «Карнасурт» с начала века произошло более полутора десятков сейсмических событий с магнитудой $M_L > 1$ и частичным разрушением горных выработок. Характерно, что подавляющая часть этих событий происходит на западном фланге шахтного поля рудника «Карнасурт» (участок «Кедыквырпахк»). На рис. 4 приведен фрагмент плана горных работ западного фланга рудника с местоположением гипоцентров сильнейших сейсмических событий, указанием их магнитуды (по данным с/станции «Ловозеро») и горизонталями поверхности. Из рис. 4 видно, что сильные сейсмические события в горных выработках происходят на самых разных глубинах от поверхности – от 50 до 600 м. Поэтому, согласно местным указаниям по безопасному ведению горных работ в условиях опасности по горным ударам, весь западный фланг рудника (участок «Кедыквырпахк») отнесен к склонным и опасным по горным ударам.

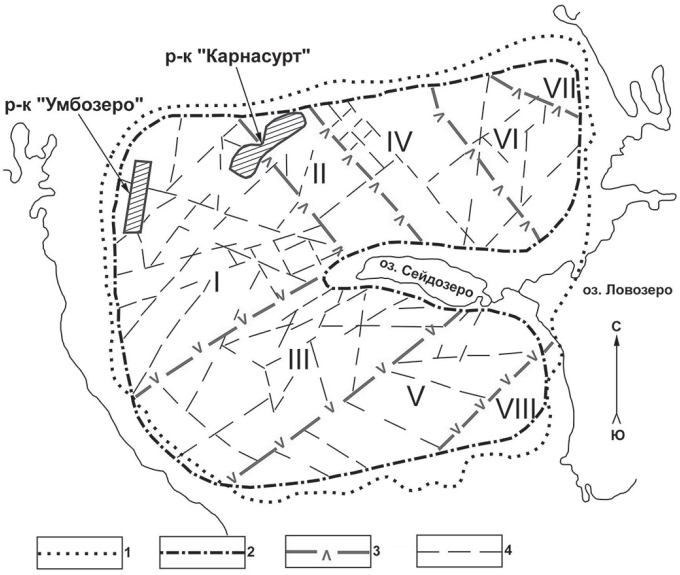


Рис. 5. Схема геодинамического районирования Ловозерского массива по структурно-блоковому строению (1 – границы массива; 2 – границы местности с гористым рельефом; 3 – разломы III ранга; 4 – разломы IV ранга)

С нашей точки зрения объяснение повышенной опасности западного фланга рудника «Карнасурт» кроется в структурно-блоковом строении Ловозерского массива. На рис. 5 приведена схема геодинамического районирования Ловозерского массива [Ловчиков и Гуменников, 2002]. Согласно схеме, весь массив разделяется геолого-структурными границами на 8 блоков III ранга структурной неоднородности (размер в поперечнике – километры, первые десятки километров) и свыше сотни более мелких блоков IV ранга структурной неоднородности. Как видно из рис. 5, западный фланг рудника «Карнасурт» и рудник «Умбозеро» располагаются в одном геолого-структурном блоке III ранга. Этот блок более высоко тектонически напряжен, чем соседние блоки (табл. 2). Граница блока проходит по глубокой горной долине между горами «Карнасурт» и «Кедыквырпахк». В массиве она выражается несколькими наклонными тектоническими нарушениями. Повышенный уровень тектонических напряжений в этом блоке вызывает повышенную сейсмическую активность массива при ведении горных работ [Ловчиков, 2008].

Выводы

Техногенная сейсмичность на Ловозерском месторождении вызвана высокой тектонической напряженностью массива, расположением рудных залежей в виде свит пологопадающих сближенных пластов, которые отрабатываются совместно камерно-целиковыми системами разработки с пустыми камерами. Триггером к запуску сейсмичности на месторождении послужила одновременная отработка двух сближенных залежей на руднике «Умбозеро», в результате которой в междупластьи, вследствие концентрации напряжений от выработок обеих залежей, образовалась громадная трещина разрыва и произошел сильнейший горно-тектонический удар.

Литература

Геодинамическая безопасность при освоении недр и земной поверхности. Апатиты, Изд. КНЦ РАН, 2003, – 207 с.

Козырев А.А., Ловчиков А.В., Кузьмин И.А. Сильнейшее техногенное землетрясение на российских рудниках, 17 августа 1999 г., рудник «Умбозеро» (Кольский полуостров). Горный информационно-аналитический бюллетень, № 6, 2000, МГГУ, Москва, с. 169–173.

Ловчиков А.В. Техногенное сейсмическое событие как критерий геодинамической опасности месторождения: Труды Международной конференции «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли», 22–26 июня 2009 г., г. Новосибирск, ИГД СО РАН. Новосибирск : 2010, с. 396–400.

Ловчиков А.В., Гуменников В.П., Ивахно В.Я. Анализ явлений, предшествовавшим горно-тектоническим ударам в Ловозерском массиве // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых № 1, 1993, с. 13–22.

Ловчиков А.В. Анализ механизма очага сильного сейсмического события, происшедшего в период консервации рудника: Доклады международной конференции «Геомеханика в горном деле – 2005» Екатеринбург, 5–7 июля 2005 г. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2005, с. 277–285.

Ловчиков А.В., Рахимов Р.Г. Землетрясения вблизи поверхности на руднике «Карнасурт». Горный информационно-аналитический бюллетень, № 6, 2004, с. 88–93.

Ловчиков А.В., Гуменников В.П. Геодинамическое районирование Ловозерского редкометального месторождения (Кольский полуостров): Материалы международной конференции «Экология северной территории России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решение» Архангельск, Ин-т экологических проблем Севера, 17–22 июля 2002 г., с. 43–48.

Ловчиков А.В. Горно-тектонические удары на Ловозерском редкометальном месторождении // Вестник МГТУ, том 11, № 3, 2008, с. 385–392. Мурманск.

УДК 622.831

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ПОРОДНОГО МАССИВА

В.А. Трофимов[1], Т.Г. Макеева[2], Ю.А. Филиппов[1]

[1] ФГБУН Институт проблем комплексного освоения недр РАН, Москва,
asas_2001@mail.ru
[2] ФГБУ (НИУ) Московский государственный строительный университет, Москва

Приведены общие закономерности протекания катастрофических разрушений в массиве горных пород, связанные с возникновением неустойчивого состояния некоторой его части. В качестве примера, иллюстрирующего эти положения, рассмотрены условия потери устойчивости массива вследствие образования и развития карьерной выемки при ведении открытых горных работ.

Введение

Многие динамические проявления горного давления при разработке твердых полезных ископаемых и подземном строительстве протекают в режиме триггерного эффекта [англ. trigger – «собачка, защёлка, спусковой крючок – в общем смысле, приводящий нечто в действие элемент»]. Характерная особенность триггерного эффекта – быстрый переход системы из одного квазиравновесного состояния в другое под воздействием внутренних лавинообразно развертывающихся процессов. Такое преобразование начинается вследствие воздействия на систему некоторого сигнала, величина которого больше определенного минимального уровня (порога срабатывания). Минимум достаточной величины воздействующего фактора зависит от степени «напряженности» системы, которая как правило связана со строением и структурой самой системы. Чем ближе ее внутреннее состояние к возможному порогу устойчивого существования системы, тем ниже величина разрушающего систему фактора. Поэтому в тех случаях, когда степень «напряженности» невелика, большое влияние на процесс триггерного перехода могут оказать характер и сила сигнала.

Масштабные катастрофические разрушения в массиве горных пород при разработке твердых полезных ископаемых являются довольно редкими природными явлениями. Тем не менее, непредсказуемость возникновения, а зачастую и масштаб проявления, делают их весьма опасными с точки зрения работоспособности добывающего предприятия. К ним можно отнести горные удары различной природы, внезапные обрушения пород, внезапные оседания земной поверхности, внезапные выбросы угля и газа и др. Характерной чертой этих явлений является внезапное, скачкообразное изменение состояния в результате разрушения той или иной горнотехнической конструкции в рамках используемой системы разработки [Внезапные выбросы, 1970; Петухов, Линьков, 1982].

К настоящему времени накоплен большой практический опыт и выполнены многочисленные теоретические исследования, связанные с выявлением природы и механизмов возникновения и протекания катастрофических проявлений в горных выработках. Все это позволило разработать мероприятия, снижающие в определенных случаях возможность возникновения такого рода явлений и сформулировать их прогнозные признаки для различных горнотехнических ситуаций. Тем не менее, положение дел представляется достаточно сложным в связи с невозможностью проведения регулярных наблюдений в шахтных условиях и накопления экспериментальных данных об этих катастрофических проявлениях именно в силу их уникальности.

Отметим, что термин «катастрофа» неоднозначен. Обычно им характеризуют некоторые происшествия, связанные с большими материальными или людскими потерями. В дальнейшем изложении будем следовать определению «катастрофы» как потере устойчивости части горнотехнической конструкции вне зависимости от масштабов протекания явления. При этом, как обычно, потеря устойчивости предполагает, что при определенных условиях малому изменению параметра нагружения соответствует значительное изменение параметров, описывающих систему. В этом смысле, например, и мощное землетрясение и неустойчивое прорастание трещины в лабораторном образце – это «катастрофа».

Несомненно, что все перечисленные выше природные явления, связанные с разработкой твердых полезных ископаемых, то есть созданием в массиве горных пород открытых пространств, выработок, носят катастрофический характер. При

этом под землей (а при отрытых горных работах и на поверхности) по мере развития горных работ постепенно формируется система пустот, иногда заполненных закладкой или обрушенными породами, которая большую часть времени своего существования является устойчивой, подверженной незначительным, локальным разрушениям. В этот период параметры, описывающие ее состояние, изменяются непрерывно, без значительных скачков. Именно в таком режиме с учетом конкретных горно-геологических условий месторождения и должна функционировать любая система разработки.

Тем не менее, иногда возникают ситуации, в которых нарушается непрерывный характер изменения параметров системы, что приводит к катастрофическим разрушениям, как в выработках, так и на земной поверхности.

Условия проявления динамических явлений

Отметим необходимые условия возникновения таких разрушений [Кузнецов, Трофимов, 2012].

Во-первых, в массиве всегда можно выделить структурные элементы, которые играют роль «нагружающей системы» (в дальнейшем «система») и собственно «нагружаемый элемент» («элемент») в основном воспринимающий нагрузку. Например, целик и вмещающие горные породы. Либо, трещина контакта, в которой заполнитель и неровности берегов составляют «элемент», а собственно берега трещины – «систему».

Во-вторых, рассматриваемые катастрофические разрушения всегда связаны с первоначальным разрушением «элемента» и последующими подвижками массива горных пород. При этом разрушающим фактором является кинетическая энергия движущихся горных пород («нагружающей системы»). Смещения могут быть незначительными, порядка нескольких сантиметров, но энергия велика из-за вовлечения в движение больших масс породы. При этом она может реализоваться в виде разрушения в выработках на значительном расстоянии от «элемента».

В-третьих, силовое взаимодействие «системы» и «элемента» должно происходить в режиме «мягкого» нагружения. В общем случае это означает, что в каком-то смысле деформационные характеристики «системы» и «элемента» должны обеспечивать более высокую податливость у «системы», чем у «элемента». «Система» и «элемент» деформируются совместно, то есть должен выполняться принцип совместности деформаций, выражающийся, в частности, в непрерывности смещений на их общей границе. При этом в случае «мягкого» нагружения эти смещения определяются в основном деформационными свойствами «элемента», тогда как при «жестком» нагружении – свойствами «системы». На рис. 1 показаны условные схемы для этих двух видов нагружения – жесткое (а), мягкое (б).

Обычно при подготовке катастрофического явления и при его протекании массив горных пород деформируется таким образом, что «система» разгружается, то есть ее деформации возрастают, а силовые факторы (скажем, напряжения) уменьшаются. Взаимосвязь между ними на рис. 1 показана семействами линий (1–4), где в качестве параметра семейства выступает некоторый параметр нагружения. В этом качестве может выступать, скажем, протяженность выработанного пространства, изменяющаяся во времени. Либо расстояние от забоя выработки, приближающейся к разлому, до этого разрывного нарушения в массиве и т.д. в зависимости от горно-геологических и горнотехнических условий отработки. При этом с ростом пара-

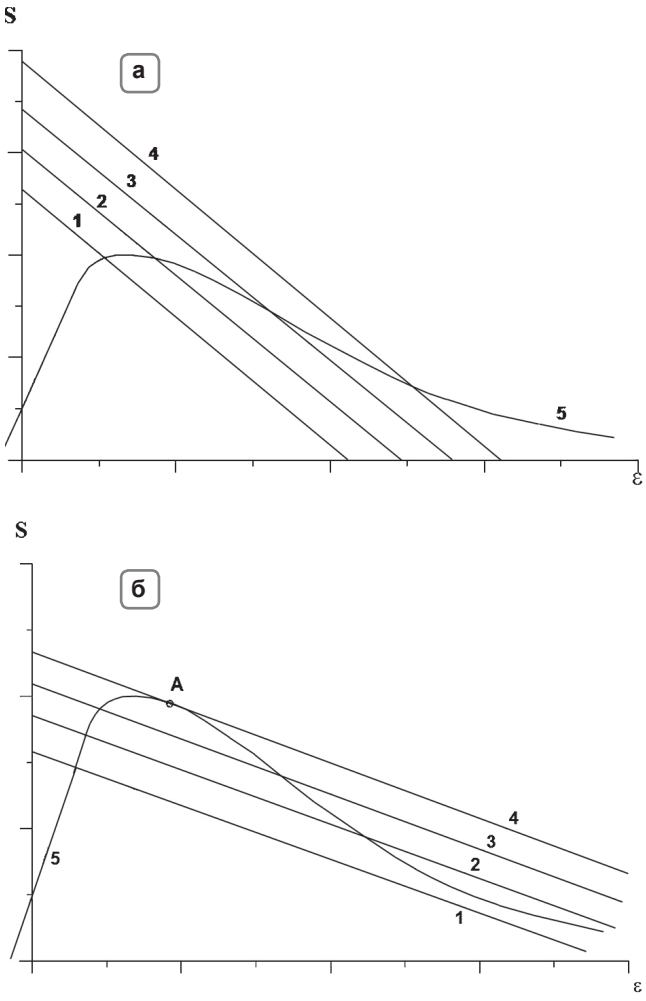


Рис. 1. Схематическое изображение «жесткого» (а) и «мягкого» (б) нагружения. *S* и ε – обобщенные силовой и деформационный показатели, характеризующие «систему» и «элемент»

метра нагружения соответствующие кривые из упомянутых семейств постепенно перемещаются вверх. Заметим, что форма этих кривых (в частности, прямых) зависит от конкретных условий нагружения, тем не менее, можно констатировать, что чем жестче «система», тем больший наклон имеют кривые (1–4) на рис. 1.

В то же время для «элемента» имеет место нагружение, описываемое соответствующей диаграммой деформирования, в общем случае с запредельной ветвью (кривая 5). Отметим, что катастрофическое разрушение произойдет в точке А на рис. 1, б. Она характерна тем, что помимо равенства в ней силовых и деформационных факторов для «системы» и «элемента», в ней соблюдается равенство наклонов соответствующих кривых. Таким образом, имеет место их касание, то есть равенство производных $dS/d\varepsilon$. Кроме того, их кривизна должна быть строго положительной. Заметим, что на рис. 1, а. таких точек нет. Помимо сказанного, отметим, что горнотехническая конструкция должна обладать возможностью реализо-

вать «значительные» перемещения. При отсутствии этого деформирование массива попросту не может перейти в динамический режим с катастрофическим изменением его состояния.

Отметим, что для горнодобывающей промышленности характерно достаточно медленное развитие событий, связанных как с изменением конфигурации исследуемой области, так и свойств пород. В связи с этим катастрофические проявления могут быть практически мгновенными, так и растянутыми во времени. Фактически разрушение, которое уже невозможно ничем остановить, происходит, а визуально оно почти не проявляется, особенно на начальной стадии. Это обусловлено тем, что режим (а) постепенно может перейти в режим (б), скажем из-за плавного изменения кривой деформирования «элемента» (5). В связи с этим следует рассмотреть на конкретном примере последствия такой трансформации свойств пород массива во времени (без учета динамических проявлений).

Оценка устойчивости породного массива

Оценка устойчивости породного массива производится с использованием подхода SSR (Shear Strength Reduction) [Zienkiewicz, Humpheson et al., 1975]. Он основывается на численном алгоритме, в котором производится серия расчетов напряженно-деформированного состояния массива, при которой на каждой итерации происходит уменьшение прочностных параметров пород массива. Разнообразие таких параметров порождает множество вариантов метода SSR.

Ясно, что в реальных условиях под воздействием природных и техногенных факторов происходит постепенная деградация деформационных и прочностных свойств пород, слагающих массив. Если начальное состояние горнотехнической конструкции достаточно близко к предельному, то разрушение этой конструкции со временем становится неизбежным. Эта близость характеризуется коэффициентом запаса устойчивости, оценка которого должна производиться по мере развития горных работ и течения времени.

В качестве параметра, характеризующего прочностные свойства пород массива, была выбрана величина прочности пород на одноосное сжатие, иными словами, предел прочности на сжатие (или предел текучести). Поскольку использовалась билинейная модель пластичности (в пределе идеальная пластичность), то выбранный параметр как раз и характеризует переход от упругого деформирования к пластическому.

Каждый расчет – это решение упругопластической задачи для заданных граничных условий и нагрузок на расчетную область. Эти параметры сохраняются постоянными на всех итерациях. Первая итерация производится при значении этого параметра, относящегося к изначальному состоянию массива, при котором он находится в состоянии in situ. Как правило эта величина основывается на лабораторных испытаниях образцов пород, и которая входит в стандартный набор параметров, характеризующих породу. Однако в массиве эта величина значительно отличается от «кубиковой», возможно на 1÷2 порядка. В связи с этим возникает сложный вопрос – какова же величина предела прочности (пластичности) в массиве. Именно от ее значения и будет в конечном счете зависеть коэффициент устойчивости горнотехнической конструкции.

Последовательно уменьшая значение предела прочности при последовательных итерациях приходим к состоянию, когда очередной численный расчет является рас-

ходящимся. То есть для этого значения предела прочности решение не существует. Иными словами, расчетные смещения ряда точек массива становятся возрастающими от итерации к итерации. В этом случае отношение начального предела прочности на первой итерации к пределу прочности для итерации с потерей сходимости и определяет коэффициент запаса устойчивости всей конструкции. Все расчеты могут потребовать большого числа итераций, поэтому бывает полезным стандартный алгоритм бисекции для поиска решения.

Для этого вторую итерацию следует сделать для заведомо неустойчивого состояния. После этого разделить получившийся по значениям предела прочности интервал пополам и выбрать необходимую половину, на концах которой осуществляются устойчивое и неустойчивое состояние. Далее продолжить подобным же образом.

При этом полезным бывает следующий прием. В итерационном решении отслеживается изменение определенной величины, которая служит индикатором сходимости итераций. В качестве такой величины можно выбрать максимальное сдвижение точек в расчетной области. Постепенно уменьшая значение предела прочности вычисляется максимальное сдвижение точек и строится график зависимости второго от первого. При этом на графике находится резкий перегиб, который и соответствует потере устойчивости конструкции (борта, уступа и др.).

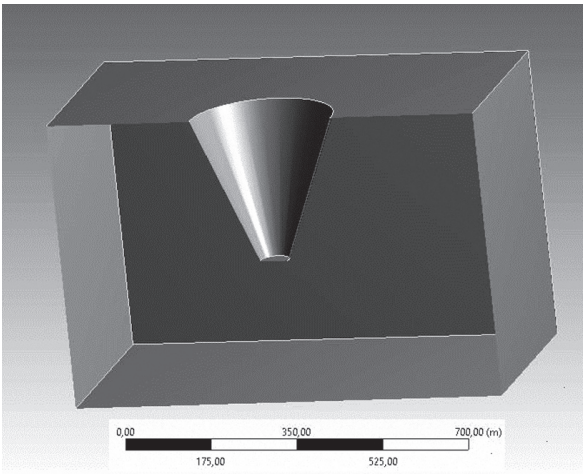


Рис. 2. Схематическое изображение карьера и расчетной области

Для иллюстрации рассматриваемого подхода рассмотрим пример оценки устойчивости борта модельного карьера. Карьер представляет собой конусообразную выемку глубиной $H = 300$ м, радиус кругового дна карьера $r = 30$ м и угол наклона борта $\alpha = 68°$. Схематически он изображен на рис. 2 в разрезе вместе с расчетной областью.

В соответствии с общей методологией расчета напряженно-деформированного состояния массива на всех боковых гранях расчетной области задаются нулевые нормальные смещения, а нижняя грань полностью закреплена. В качестве нагрузки задается стандартная гравитация. Деформационные параметры составляли: модуль упругости $E = 2$ ГПа и коэффициент Пуассона $\nu = 0{,}3$, при этом плотность пород – 2760 кг/м^3.

На рис. 3 показаны векторы полного смещения для значения предела разрушения, величина которого заведомо больше критической, при которой происходит

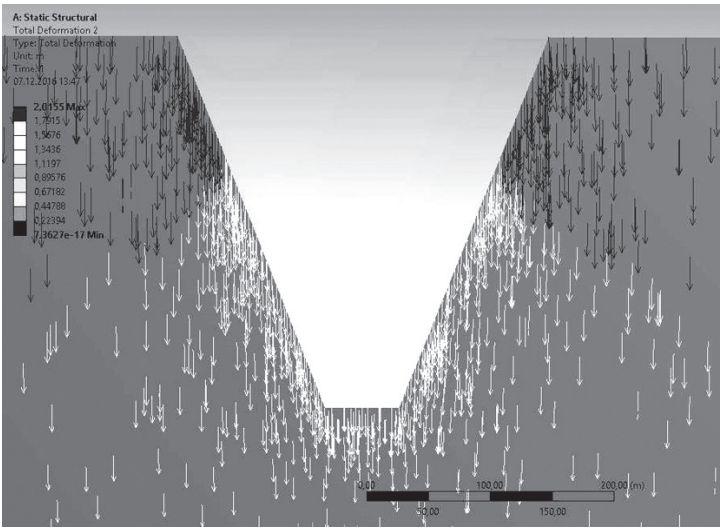


Рис. 3. Векторы полного смещения в центральном сечении на первой итерации расчета

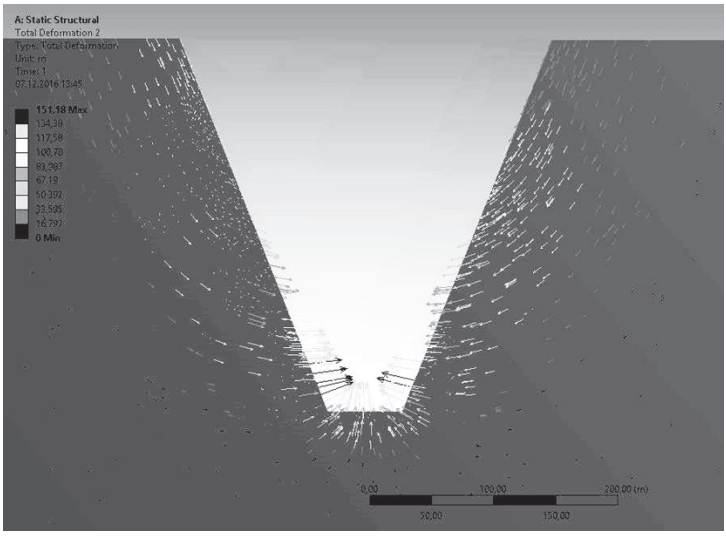


Рис. 4. Векторы полного смещения на момент потери устойчивости бортов карьера

потеря устойчивости. В данном случае величина предела прочности составляет 5 МПа. Рисунок 4 относится к случаю, когда устойчивость уже видимо нарушена (величина предела прочности составляет 1,6 МПа), о чем можно судить по величинам максимального сдвижения точек расчетной области. В первом случае эта величина равна ~2,02 м, а во втором – 151,2 м.

На рис. 5 показано распределение полных смещений в окрестности карьера в 3D. Такого рода информация позволяет определить зону влияния карьера. В частности, в предельном состоянии последняя обозначенная на рисунке изоповерх-

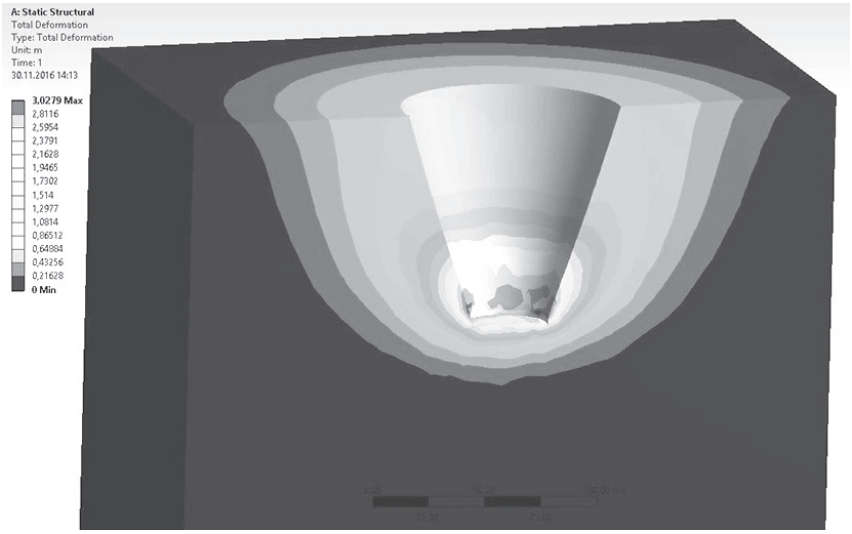


Рис. 5. Распределение полных смещений в окрестности карьера

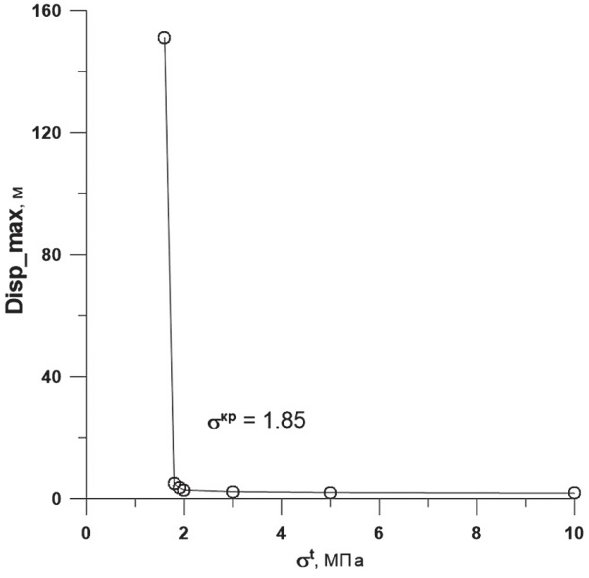


Рис. 6. График устойчивости борта карьера

ность соответствует полному сдвижению точек массива в ~0,2 м. Ряд расчетов, при которых величина предела прочности варьировалась в обозначенных пределах, позволил построить график зависимости максимального смещения от предела прочности. Он приведен на рис. 6.

Можно констатировать, что при значении предела прочности ~1,85 МПа имеет место резкий излом графика. Это можно интерпретировать как потерю устойчивости борта карьера. Таким образом, использованная постановка задачи со всеми физико-механическими параметрами, условиями нагружения и граничными усло-

виями приводит к тому, что горнотехническая конструкция теряет устойчивость при найденном значении предела прочности.

Представляет интерес рассмотрение распределения максимальных касательных напряжений в окрестности карьерной выемки. На рис. 7 светлыми тонами показаны зоны пониженных значений максимальных касательных напряжений, которые можно интерпретировать как поверхности возможных сдвижений в бортах карьера. На рис. 8 показан общий вид расчетной области и выход на дневную поверхность зоны возможного сдвижения при значении предела разрушения равном $\sigma^T =$ 1,8 МПа. В силу симметрии рассмотренной задачи она представляет собой осесимметричную поверхность. Некоторые неровности на ней обусловлены грубостью использованной конечно элементной сетки.

Отдельно стоит вопрос – каков же коэффициент запаса ее устойчивости. Его величина зависит от того, каков же исходный предел прочности материала, in situ – σ^T. Величина коэффициента устойчивости при этом составит $k = \sigma^T/1.85$.



Рис. 7. Зоны пониженных значений максимальных касательных напряжений в центральном сечении

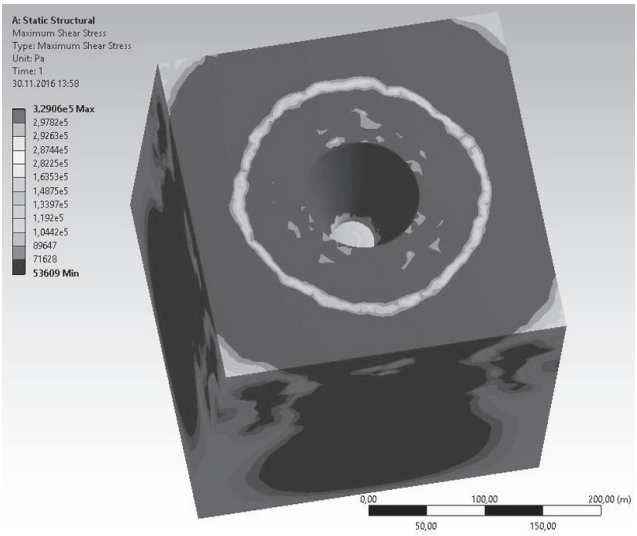


Рис. 8. Зоны пониженных значений максимальных касательных напряжений (вид с дневной поверхности)

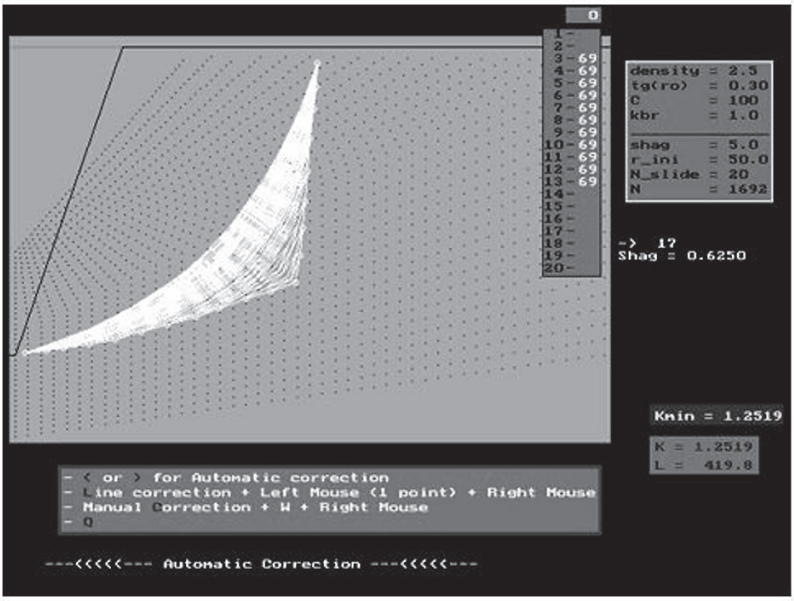


Рис. 9. Расчет коэффициента устойчивости борта карьера в плоской постановке

Зачастую вместо параметра σ^T задаются величины сцепления C и угла внутреннего трения $tg\rho$. Исходя из общепринятой диаграммы Кулона-Мора можно получить соотношение

$$\sigma^T = 2 \cdot C \cdot \frac{\cos\rho}{1 - \sin\rho}.$$

При $tg\rho = 0{,}3$ получим $\sigma^T = 2.68 \cdot C$. Кроме того, если $C = 1$ МПа, то $\sigma^T = 2{,}68$ МПа и, соответственно $k = 1{,}44$.

Для аналогичной конфигурации борта, только в плоской постановке, была произведена оценка коэффициента запаса устойчивости с помощью программы «SlopeStability» [Трофимов, Кузнецов, 2005; Трофимов, 2012]. Эта программа реализует общепринятый подход с построением потенциальной поверхности сдвижения, но с учетом напряженно-деформированного состояния в борту карьера. Частично ее интерфейс приведен на рис. 9. Для заданных значений C и $tg\rho$ значение коэффициента запаса устойчивости составило $k = 1{,}24$, что несколько ниже, чем для объемной задачи.

Очевидно, что величина σ^T должна быть существенно меньшей по сравнению с определенной в лабораторных условиях. Ранее ее величина была получена из C, с тем чтобы сопоставить плоское и объемное решения.

Заключение

Можно отметить два фактора, которые могут выступить в роли триггерного сигнала в рассматриваемом случае. Во-первых, это изменения конфигурации исследуемой области, связанные с углублением карьера и/или увеличением крутизны его

бортов. Как правило, этому уделяется основное внимание при проектировании и эксплуатации карьеров, вследствие чего практически исключено внезапное обрушение по этой причине. Тем не менее, все же такие случаи встречаются в практике эксплуатации карьеров.

Во-вторых, это изменение свойств пород, слагающих борта карьера, в основном в связи с увеличением их влажности, а также выветриванием. Особенно важно это для бортов, сложенных осадочными породами.

Результаты, приведенные в статье, позволяют связать параметры карьерной выемки и прочностные свойства пород и, тем самым, определить условия перехода стационарного в динамический режим деформирования, то есть разрушения.

Литература

Внезапные выбросы в угольных шахтах: Сборник трудов V Всесоюзного совещания по борьбе с внезапными выбросами угля и газа. М. : Недра. 1970. – 455 с.

Кузнецов С.В., Трофимов В.А. Причины и характерные особенности динамических проявлений горного давления в массиве горных пород: Труды 2-ой Российско-Китайской научной конференции, 02–05 июля 2012, г. Новосибирск, С. 63–70.

Петухов И.М., Линьков А.М. Механика горных ударов и выбросов. М. : Недра. 1982. – 279 с.

Трофимов В.А., Кузнецов С.В. Алгоритм и метод поиска предельных поверхностей в окрестности выработанных пространств // ФТПРПИ. 2005. № 2. С. 37–43.

Трофимов В.А. Использование метода локальных вариаций при нахождении потенциальной поверхности сдвижения: Всероссийская научно-техническая конференция «Глубокие карьеры», Аппатиты. 2012. С. 329–335.

Zienkiewicz O.C., Humpheson & Lewis R.W. Associated and non-associated visco-plasticity and plasticity in soil mechanics // Géotechnique. 1975. 25(4).

IV. ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

УДК 550.34

НЕМАТЕРИАЛЬНОЕ ЭКЗОГЕННОЕ ИНИЦИИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ

А.В. Николаев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва
nikavs1@gmail.com

Сейсмоакустические шумы наблюдались в различных геолого-геофизических условиях, на поверхности Земли и в скважинах, широкополосной аппаратурой, 0,1–2000 Гц. Исследована связь характеристик шумов с прохождением Земли через особенные точки эклиптики, корреляции вариаций характеристик шумов с астроявлениями. Полученные результаты объяснены нематериальным инициированием деформационных процессов и сейсмичности астроявлениями. Предложены пути дальнейших исследований.

Введение

Сверхдальние влияния материальных объектов на геофизические процессы считалось невозможным, хотя связь астрособытий с землетрясениями и другими стихийными бедствиями отмечали еще средневековые астрономы и историки [Джалал Ад-Дин, 1983]. Современная астрофизика видит много экспериментальных свидетельств этому, следуя астрономическим наблюдениям А.Н. Козырева и его методам исследования [Козырев, 1993]. По существу, утверждение Козырева, что существует «явление дистанционного воздействия внешних необратимых воздействий на состояние вещества сложных систем, вплоть до изменений свойств вещества и протекающих в нем явлений» – это закон, которому не противоречат наблюдательные факты.

В настоящее время в естественных науках происходят существенные изменения, касающиеся в первую очередь ядерной физики, энергетики. В сейсмологии открытия последних лет связаны с достижениями астрономии, физики Козырева, созданием новых приборов и методов измерений. Главные результаты получены на стыке физики Земли, геологии и астрофизики. Открывается грандиозная область – новый взгляд на природу вещей, пока обозначенный отдельными прорывными экспериментальными результатами. Со временем новое понимание природы ин-

тегрирует наши знания, существующие пока отдельно. Сейчас мы можем уверенно говорить только о фактах, иногда редких и не вполне определенных. Результаты отдельных наблюдений индуцируют их многозначные, различные толкования. Это оправдывает эвристическую методологию наших исследований, во многом основанную на использовании отдаленных аналогий, личного опыта и интуиции. Сейсмоакустические сигналы генерируются скачкообразным развитием деформаций, «микро-микро» и микроземлетрясений Можно рассматривать весь энергетический ряд механических колебаний от самых слабых до сильных землетрясений как «сейсмоакустические шумы» (САШ) – принимая расширительное толкование и понимая неточность такого термина.

Эндогенный сейсмоакустический шум – уникальное явление природы, он связан с геофизическими полями прямо и косвенно, опосредованно через цепи взаимодействий геофизических полей. Вместе с тем в его структуре проявляются влияния удаленных явлений, некоторых астрособытий, которые не могут быть объяснены гравитационными или электромагнитными полями. Такое в высшей степени неординарная природа вещей противоречит привычным догмам науки и на основании того отрицается. Экспериментальные факты говорят о том, что наряду с материальными полями существуют нематериальные, взаимодействующие с материальными. Пока не ясно, воздействуют ли материальные поля на нематериальные.

Можно рассмотреть проблему о нематериальных полях шире, включить в нее все *не материальные* эффекты, не только физические, но и психофизические, такие как телекинез, прекогниция, информационные поля и т.п. Оправдание этому расширению можно видеть (предположить) в доверии ко всему, что выходит за узкие рамки физически объяснимого, не выбрасывать, а сохранять редкие, «мерцающие» факты в ожидании, что они сольются в закономерные аномалии на «хвостах распределений». Это предполагает внимательное рассмотрение необычных результатов, редких событий, презумпцию доверия к результатам экспериментальных исследований, к интуиции исследователя.

Экспериментальные факты [Беляков, Лавров, Николаев, 2011 (т. 438, т. 439); 2013; 2016; Беляков, Лавров, Николаев, Худзинский, 1999; 2000; Попова, Жигалин, Коновалов, 2014; Лездиньш, 2008; Киладзе, Кочахидзе, Кочахидзе, Кухианидзе, Рамишвили, 2008; Смирнов, 2006; Vasiliev, Tataridou, 2016].

Приведенные здесь экспериментальные данные получены в ходе многолетних экспериментальных исследований Института физики Земли РАН, Института экспериментальной физики РАН в Нижнем Новгороде и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в Петропавловске-Камчатском. Отдельные экспериментальные факты характеризуют связь САШ и сейсмичности с вращением Земли, ее движением по эклиптике, некоторыми астрособытиями, затмениями Солнца и Луны. Эти данные опубликованы во многих статьях, из которых сделана некоторая выборка, сошлемся на некоторые работы, к которым причастен автор, список можно расширить.

Заметим, что действующие в научных журналах правила ставят, барьер, табу для публикаций самых значительных результатов, относят их к «отскокам экспериментов» привлечении правила «три сигма» апелляции к «бритве Оккама» или аргументу «этого не может быть, потому что этого не может быть никогда».

Летнее и зимнее солнцестояние, весеннее и осеннее равноденствие. САШ наблюдались во время зимних и летних солнцестояний, в дни весеннего и осеннего равноденствия. Нашими скважинными наблюдениями выявлены аномалии структуры САШ в течение нескольких суток, происходящие в дни равноденствия. Про-

исходит перестройка амплитуд в диапазоне частот 30–1200 Гц: снижение интенсивности и общего характера наблюдаемого сигнала в течение нескольких суток и его последующее восстановление со сдвигом фазы. День зимнего солнцестояния 2011 года отмечен фазовыми и амплитудными изменениями САШ, наблюдавшимися в Нижегородской области в скважине на глубине 550 м. Этот эффект хорошо повторяется, глубина амплитудной модуляции несущего микросейсмического сигнала около 0,3. Во время утреннего и вечернего пересечения Солнцем линии истинного горизонта Земли происходит кратковременное, около 10 минут, повышение интенсивности микросейсм в полосе частот 0,5–100 Гц.

Затмения Солнца выражены непродолжительным, около 10 минут, уменьшении уровня САШ в диапазоне частот 100–5000 Гц. Сейсмические наблюдения были проведены в районе Томска, где наблюдалось затмение Солнца Институтом геоэкологии РАН в 2005 году. Лунные затмения, продолжающиеся около суток и происходящие значительно чаще, характеризуются продолжительной аномалией, увеличением амплитуд САШ в диапазоне 10–100 Гц, начинающееся за 3–4 дня до затмения и заканчивающееся через 3–4 дня после него. Это явление, впервые замеченное Н.А. Козыревым, наблюдалось впоследствии неоднократно.

Связь сейсмичности с эфемеридами планет. В 2000 г. А.Я. Лездиньш показал, что сейсмичность Камчатки в диапазоне магнитуд 3+ статистически убедительно коррелирована с эфемеридами планет, в дальнейшем планетарные циклы изменений региональной сейсмичности были выявлены на Сахалине, Северном Тянь-Шане. Грузинскими геофизиками Р.И. Киладзе и др. исследовано влияние эфемерид планет на сейсмичность Кавказа. Получен убедительный результат, подтверждающий факт такого влияния и его избирательный характер. Исследование выполнено по жесткому алгоритму статистического анализа и не оставляет какого-либо недоверия. Этот результат был независимо подтвержден С.А. Васильевым и Н.П. Татариду, исследовавшим вопрос о том, изменяется ли средняя частота землетрясений в зависимости от эфемерид Солнца и Марса. Исследование проведено для нескольких районов земного шара – запада США и частично Мексики, района Японии и в целом по земному шару использовался каталог Сейсмической службы США NEIC за период 1972−2009 гг. Как ни удивительно, оказалось, что влияние Марса существенно превосходит влияние Солнца на сейсмичность, что ранее было отмечено А.Я. Лездиньшем по району Камчатки. Это дальнодействие свидетельствует, что влияние планет не связано с их гравитационным полем; их объяснение требует привлечения к решению проблемы неизвестного пока физического поля, по своей сути нематериального, воздействующего на материальные геофизические поля. Теперь есть основания полагать, что планеты оказывают свое влияние и на значительно более слабые события, сейсмическую эмиссию горных пород, САШ.

Принципиально новый канал регистрации создан В.Н. Смирновым использовавшим гироскопический маятник, сконструированный по идеям Н.А. Козырева. С помощью этого датчика зарегистрированы непродолжительные (минуты) аномалии высокочастотных сигналов, связанные с астрономическими фактами. Вместе с тем неясно, что именно регистрирует этот прибор, нет идеи решения обратной задачи сейсмометрии. Детектор Смирнова остается индикаторным, а не измерительным прибором. Вообще говоря, регистрируемый детектором Смирнова сигнал может быть не вполне сейсмическим, реально предположить существование синхронных с ним аномалий САШ. Если так, то станции наблюдений, разнесенные о широте и долготе, зафиксируют аномалии САШ в различное время суток.

В данных, полученных на Камчатке в скважине на глубине 1035 м регулярно наблюдалось увеличение амплитуды акустического шума на частоте 160 Гц совпадающее с восходом и заходом Солнца – пересечением линии земного горизонта прохождением солнечного терминатора. Эти явления нарушались перед землетрясениями и восстанавливались после землетрясений. Понять и удовлетворительно объяснить происхождение этого явления пока не удается.

Заключение

Собранные необычны факты связи САШ с астрофизическими явлениями говорят о том, что наблюдения САШ обнаружили факты существования нематериального поля, инициирующего деформационные процессы и сейсмичность. Продолжение исследований будет использовано как своего рода прибор астрофизических исследований в котором используются влияния нематериальных полей, создаваемых планетами Солнечной системы и другими объектами, и явлениями на поля материальные.

Литература

Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Что происходит в земной коре между закатом и восходом Солнца? // ДАН. 2011, Т. 438, № 2. С. 249−252.

Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Исследование тонкой структуры слабых высокочастотных сейсмоакустических сигналов в земной коре // ДАН. 2011, т. 439, № 1, с. 79–83.

Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Зимние исследования вариаций источников акустического шума в скважинах // ДАН. 2013, т. 448, № 4, с. 462–464.

Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Сейсмоакустический фон Земли //Геология и геофизика Юга России, № 4, 2016, С. 11–20.

Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. Подземный фоновый звук и его связь с приливными деформациями // Физика Земли. 1999. № 12. С. 39–46.

Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. Изменения фазы суточных вариаций подземного звука в дни весеннего и осеннего равноденствия // ДАН. 2000, т. 375, № 4. С. 531–534.

Джалал Ад-Дин. Трактат о землетрясениях. Баку : Изд. Элм, 1983, с. 78.

Киладзе Р.И., Кочахидзе М.К., Кочахидзе Н.К., Кухианидзе В.Д., Рамишвили Г.Т. Поиск связей между сильными землетрясениями и астрономическими явлениями на примере сейсмоактивного района Кавказа // Вулканология и сейсмология, 2005, № 3. С. 75−79.

Козырев Н.А. Избранные труды. Ленинград : Изд. ЛГУ, 1993, с. 278.

Лездиньш А.Я. Астросейсмология. Планета Земля: Заседания XVI Научного семинара МГУ. М. : Л. 2008. С. 221−225.

Попова О.Г., Жигалин А.Д., Коновалов Ю.Ф. Связь напряженного состояния земной коры с солнечными затмениями и прохождением магнитных бурь // Геоэкология. 2014. № 2. С. 155–161.

Смирнов В.И. Гравитационные возмущения и физические особенности вращающегося волчка // Инженерная физика. 2006. № 5. С. 22−25.

Vasiliev S.A., Tataridou V.N. Influences of the celestial bodies influences on seismic activity // Applied Physics Research. 2016. 5 (1), P. 36–50.

УДК 550.34

О ВЛИЯНИИ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

Н.Т. Тарасов

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

Изучено влияние магнитных бурь (SSC) на глобальную сейсмичность Земли. Показано, что после SSC происходит уменьшение количества землетрясений на 2%. Однако понижение сейсмичности начинается за 2–3 сут до SSC, что совпадает со временем распространения солнечной плазмы до Земли. Это позволило предположить, что изменение сейсмичности вызвано электромагнитным излучением Солнца (ЭИС). Поэтому изучено изменение сейсмичности после всплесков интенсивности ЭИС в радиочастотном диапазоне, которая является мерой его ионизирующего излучения. Показано, что после всплесков ЭИС происходит резкое статистически значимое уменьшение количества землетрясений на 5%, которое совпадает с ними по времени.

Введение

Исследованию влияния солнечной активности (СА) на сейсмичность был посвящен целый ряд работ. Такой интерес вызван тем, что это позволяет получить дополнительную информацию о периодах повышения сейсмической опасности, изучить триггерное воздействие на сейсмичность факторов разной физической природы и более полно понять закономерности Солнечно-Земных связей. Однако опубликованные результаты нередко носят противоречивый характер. Так, например, в ряде публикаций было показано, что в периоды повышения СА происходит уменьшение числа землетрясений [Шестопалов и Харин, 2006; Шестопалов, и др., 2013; Гульельми и др., 2015]. В других работах, напротив, было обнаружено повышение сейсмической активности после вспышек и коронарных выбросов на Солнце. Отмечалось также и разнонаправленное изменение сейсмичности в разных географических областях и энергетических диапазонах сейсмических событий [Барсуков, 1991; Соболев и др., 2001; Закржевская и Соболев, 2004].

Дискуссионными остаются также вопросы о первопричине и физическом механизме влияния СА на сейсмичность Земли (см., например, обзоры в [Хаин и Халилов, 2008; Гохберг и Колосницын, 2010]). В основном, среди исследователей преобладают две точки зрения. Первая из них состоит в том, что к изменению сейсмичности приводит триггерное воздействие резких перепадов атмосферного давления, которые возникают на Земле в результате изменения потока релятивистских частиц и/или повышения степени ионизации ионосферы после вспышек и коронарных выбросов. Вторая – связывает изменение сейсмичности с триггерным воздействием теллурических токов, индуцируемых в земной коре резким изменением магнитного поля при столкновении ударного фронта солнечной плазмы с магнитосферой Земли.

Последнюю точку зрения поддерживают результаты работ [Соболев и др., 2001; Закржевская и Соболев, 2004; Tarasov and Tarasova, 2004; Тарасов, 2010; Тарасов и Тарасова, 2011; Гульельми и др., 2015], в которых было обнаружено статистически значимое изменение региональной сейсмичности во время магнитных бурь с внезапным началом (SSC) и после искусственного облучения локальных областей земной коры мощными электромагнитными импульсами. Тем не менее, этих результатов недостаточно для объяснения причин изменения глобальной сейсмичности Земли после вспышек и коронарных выбросов. Поэтому в данной работе продолжено исследование влияния магнитных бурь с внезапным началом и других упомянутых факторов на сейсмичность.

Методика

С этой целью изучены и сопоставлены с вариациями СА изменения глобальной сейсмичности Земли с 1973 по 2001 гг. Такой выбор временного интервала был обусловлен наличием представительных данных о сейсмичности и ряда параметров, характеризующих СА. В качестве исходного материала для анализа сейсмичности использовался каталог Национального информационного центра о землетрясениях геологической службы США (NEIC) [https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/], в котором содержатся данные о 320 тысячах землетрясений, произошедших на Земле за рассматриваемый период. Для каждого из них в каталоге представлены: дата и время его возникновения, координаты эпицентра, глубина очага и магнитуда M_S. Представительными являются землетрясения с $M_S > 4{,}4$. Их оказалось более 130 тысяч.

Для анализа СА использовались данные, публикуемые Национальным управлением океанических и атмосферных исследований США (NOAA): каталог магнитных бурь с внезапным началом (данные о 1071-ой буре) [ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/], данные о мощности электромагнитного излучения Солнца в радиочастотном диапазоне (2880 МГц) [http://www.sec.noaa.gov/] и об изменении концентрации и скорости распространения солнечной плазмы (со спутника IPM-8 и др.), а также значения геомагнитного индекса Dst [ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/indices/], который представляет собой компоненту возмущенного магнитного поля в приэкваториальных областях Земли.

На первом этапе было изучено изменение сейсмичности до и после магнитных бурь. Используемые для этой цели экспериментальные данные иллюстрирует пример, приведенный на рис. 1. На нем представлено изменение ежесуточного числа землетрясений за четырехмесячный период времени, в пределах которого наблюдались несколько сильных и ряд более слабых магнитных бурь с внезапным началом, характерная форма которых хорошо видна на графике возмущенной компоненты геомагнитного поля (рис. 1, а). Однако каких-либо заметных изменений сейсмичности после SSC выделить здесь не удается, что, по-видимому, связано с их слабым влиянием. Поэтому для выделения вызванных изменений сейсмичности на фоне ее естественных вариаций использовалась методика наложения эпох с использованием временных окон шириной ±30 сут от времени внезапного начала каждой из бурь. Для этого по всем SSC производилась выборка землетрясений, возникших в пределах временных интервалов $[t_j - 30, t_j + 30]$, где t_j – абсолютное время начала j-той бури, выраженное в сутках ($j = 1, 2, 3, ..., M$), а M – их общее число. Время возникновения каждого из отобранных землетрясений T_i заменялось

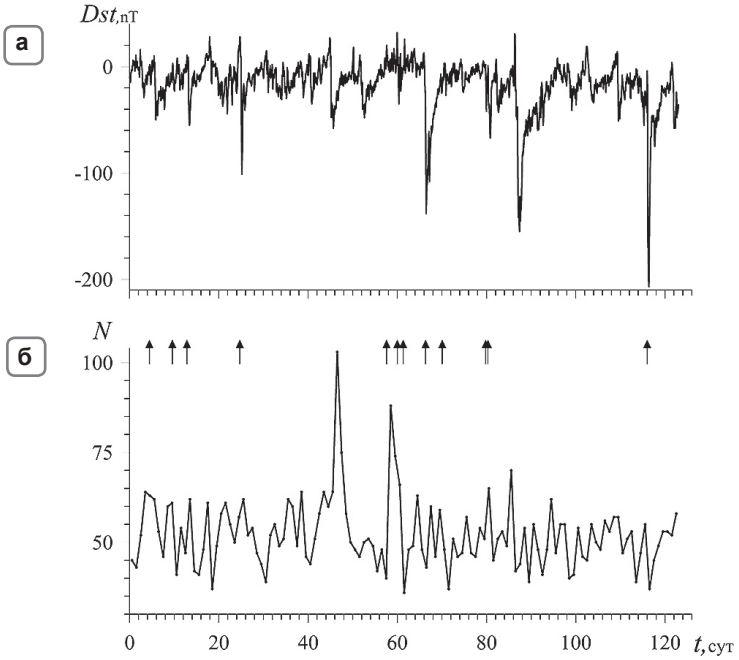


Рис. 1. Примеры изменения во времени геомагнитного индекса Dst (а) и ежесуточного количества землетрясений (б), зафиксированных в Каталоге глобальной сейсмичности NEIC. Стрелками показаны времена возникновения магнитных бурь с внезапным началом, взятые из каталога NOAA

на время $t_i = T_i - t_j$, пересчитанное относительно момента начала соответствующей бури, а по их магнитудам M_S с помощью известного соотношения [Касахара, 1985]

$$\lg E = 1{,}5 \cdot M_S + 4{,}8 \qquad (1)$$

вычислялась его энергия E_i, Дж, после чего все выборки объединялись в общий подкаталог, в котором землетрясения упорядочивались в соответствии с ростом t_i (здесь $i = 1, 2, 3...L$ – порядковый номер землетрясения в подкаталоге, а L – их общее число).

Далее временное окно разбивалось на короткие последовательные интервалы длительностью Δt и по полученному подкаталогу подсчитывались $E_к$ – суммарная сейсмическая энергия и $N_к$ – число землетрясений, возникших в пределах каждого из них (k – порядковый номер временного интервала в пределах окна), а также вычислялись средняя энергия этих землетрясений $\bar{E}_к = E_к/N_к$ и время $t_к = (k - 1/2)\cdot\Delta t - 30$, соответствующее середине каждого из таких интервалов, отсчитываемое от момента внезапного начала. Далее строилась зависимость $N_к(t_к)$ и оценивался средний уровень фона непосредственно перед магнитными бурями (при $t_к < 0$) и потока землетрясений после их начала. С этой целью все $N_к$ разбивались на две выборки с $t_к < 0$ и с $t_k > 0$, по которым определялись их средние значения до (N_b) и после (N_a) SSC, а также их изменение $\Delta N = N_a - N_b$ и его статистическая значимость.

Величина Δt выбиралась таким образом, чтобы отношение $30/\Delta t$ было не менее 50, что необходимо для уверенных статистических оценок. Последнее обстоятельство связано с тем, что распределение количества землетрясений по временным

интервалам имеет сложный несимметричный характер, и для оценки статистической значимости повышения средних $N_к(t_к)$ после магнитных бурь использовался непараметрический критерий Вилкоксона-Манна-Уитни [Никитин, 1986]. Аналогично рассчитывалось изменение средней энергии землетрясений $\Delta\bar{E}$ и его статистическая значимость.

Результаты

Предварительно работоспособность такой методики была проверена на примере возмущенной компоненты геомагнитного поля, форма которой хорошо известна (см. рис. 1). С этой целью, при вычислениях, вместо энергии землетрясений использовались значения Dst-индекса. Полученная при этом «осредненная» магнитная буря представлена на рис. 2. На нем хорошо видны все ее характерные детали: резкое возрастание напряженности поля во внезапном начале, которое точно совпадает по времени с SSC, взятом из каталога, основная фаза бури, когда напряженность сильно уменьшается, и фаза восстановления, в течение которой происходит постепенное возвращение поля к уровню фона. Все это убеждает в том, что методика пригодна для решения поставленной задачи.

Первоначально при изучении влияния магнитных бурь на глобальную сейсмичность были проанализированы землетрясения только представительных магнитуд. Полученная при этом осредненная по 1071 SSC зависимость ежесуточного количества землетрясений от времени в пределах временных окон ±30 сут от начала маг-

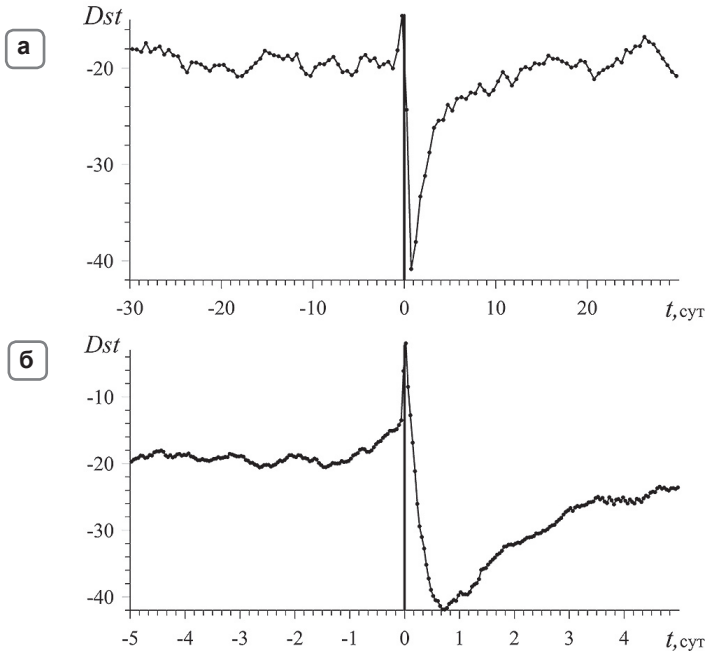


Рис. 2. Изменение геомагнитного индекса Dst в пределах ±30 сут от начала магнитных бурь (вертикальная линия), полученное методом наложения эпох (а) и аналогичная зависимость, построенная во временном окне ±5 сут с более высоким разрешением по времени (б)

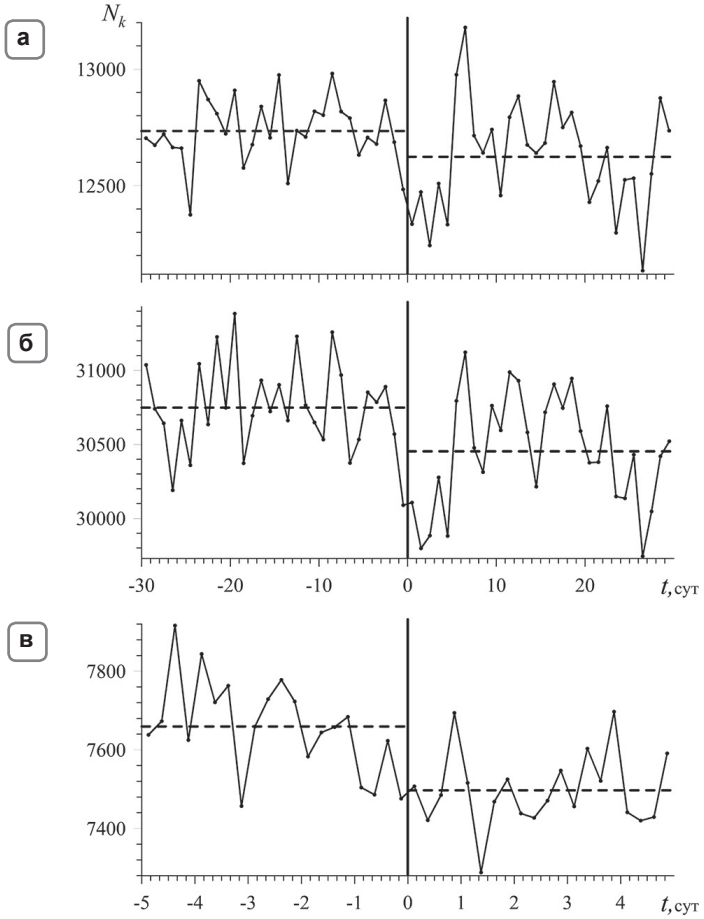


Рис. 3. Изменение глобальной сейсмичности Земли в интервале ±30 сут до и после магнитных бурь с внезапным началом. По оси абсцисс – ежесуточное количество землетрясений, по оси ординат – время, отсчитываемое от внезапного начала (сут); а – землетрясения только представительных магнитуд, б – все землетрясения, представленные в каталоге NEIC, в – аналогичная зависимость, построенная во временном окне ±5 сут с более высоким разрешением по времени. Вертикальной чертой отмечено время внезапного начала, пунктирными линиями – среднее число землетрясений до и после него

нитных бурь представлена на рис. 3, а. Видно, что после SSC происходит уменьшение количества землетрясений, а через 5–6 сут их число вновь возрастает, оставаясь при этом ниже уровня фона. Еще более четко эти изменения видны на рис. 3, б, полученном по всем землетрясениям, представленным в каталоге NEIC. В первые 5 сут сейсмичность уменьшается относительно уровня фона на 2%, а на 30-суточном интервале в целом – на 1%. Оценки статистической значимости показали, что наблюдаемые изменения высоко значимы (с уровнем значимости $P = 0{,}0002$).

На рис. 3, а,б обращает на себя внимание то, что отмеченное понижение сейсмичности началось, как минимум, за 2–3 сут до начала магнитных бурь. Более детальный анализ показывает, что уменьшение количества землетрясений начинается за 3–5 сут до их внезапных начал (см. рис. 3, в). Следовательно, SSC не могли быть

его причиной. Магнитные бури возникают на Земле через несколько суток после коронарных выбросов и вспышек на Солнце, что обусловлено относительно невысокой скоростью распространения солнечной плазмы. Однако электромагнитное излучение Солнца достигает Земли всего за 8,2 мин, что позволяет предположить, что именно оно является причиной изменения сейсмичности.

По данным высокоорбитальных спутников скорость фронта солнечной плазмы на границе магнитосферы Земли во время возникновения рассматриваемых магнитных бурь лежала в пределах 309–1040 км/с. Откуда следует, что время запаздывания SSC относительно всплеска электромагнитного излучения Солнца должно было лежать в пределах 1,6–5,6 сут, что хорошо согласуется со временем опережения начала спада сейсмичности относительно SSC. В какой-то мере это подтверждает выдвинутое предположение.

Для проверки этой гипотезы на том же статистическом материале было рассмотрено изменение глобальной сейсмичности до и после солнечных событий, которые послужили причиной возникновения тех же магнитных бурь с внезапным началом. Время их возникновения определялось как

$$T_j = t_j - S_c/v_j, \qquad (2)$$

где t_j – время j-того SSC, взятое из каталога магнитных бурь, v_j – скорость фронта солнечной плазмы в это же время и S_c – расстояние от Солнца до Земли.

Полученная при этом осредненная зависимость ежесуточного количества землетрясений от времени представлена на рис. 4, а. Видно, что после солнечных со-

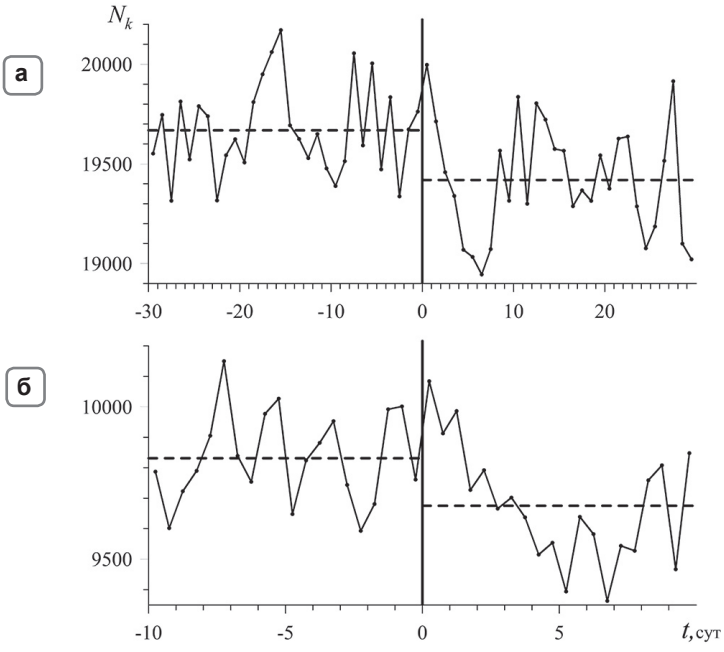


Рис. 4. Изменение глобальной сейсмичности Земли в интервале ±30 сут до и после солнечных событий, вызвавших на Земле магнитные бури с внезапным началом (а) и аналогичная зависимость, построенная во временном окне ±10 сут с более высоким разрешением по времени (б). Обозначения те же, что и на рис. 3

бытий происходит уменьшение количества землетрясений, а через 8–9 сут их число вновь возрастает, оставаясь при этом ниже уровня фона. Наблюдаемые изменения статистически высоко значимы. В отличие от предыдущего случая (см. рис. 3) здесь наблюдается более резкое падение сейсмичности, начало которого совпадает по времени с солнечными событиями, послужившими причиной SSC. Последнее обстоятельство наиболее четко видно на рис. 4, б, где представлена аналогичная зависимость, построенная с более высоким разрешением по времени. Все это подтверждает предположение о триггерном воздействии на сейсмичность электромагнитного излучения Солнца.

В связи с этим по той же самой методике было изучено изменение интенсивности излучения Солнца в радиочастотном диапазоне, которая часто используется как мера его ионизирующего излучения и индикатор плотности заряженных частиц в ионосфере. На рис. 5, а представлено изменение ЭИС во временном окне ±30 сут от начала магнитных бурь. На нем видно, что мощность радиоизлучения имеет единственный максимум, который опережает SSC на трое суток, что совпадает по времени с началом снижения сейсмической активности на рис. 3, а,б. После введения поправок на время распространения солнечной плазмы с помощью соотношения (2) этот максимум приобретает более резкий вид и совпадает по времени с солнечными событиями, ставшими причиной магнитных бурь (рис. 5, б). Следовательно, всплески интенсивности ЭИС должны более точно отражать моменты триггерного воздействия электромагнитного излучения Солнца.

Чтобы проверить это, вместо магнитных бурь в качестве реперов для выбора временных окон были использованы моменты резкого повышения мощности ЭИС

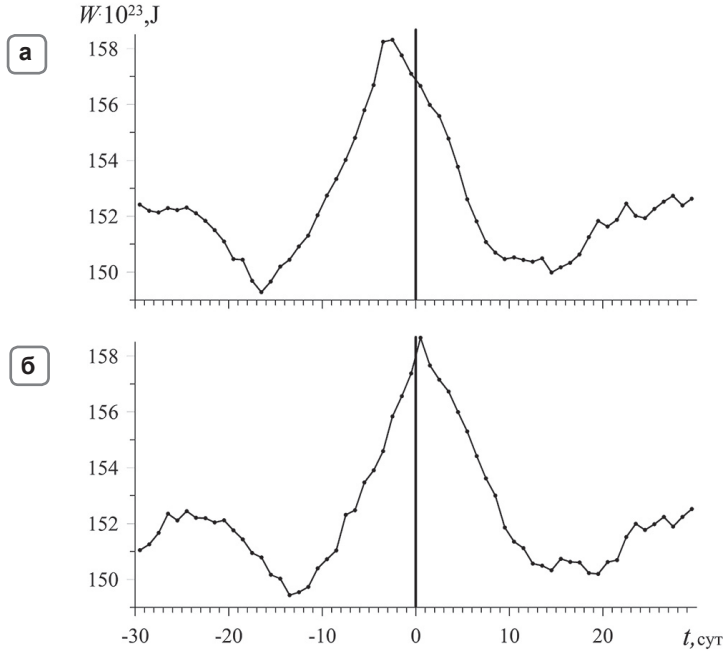


Рис. 5. Изменение мощности излучения Солнца в радиочастотном диапазоне в интервале ±30 сут до и после магнитных бурь с внезапным началом (а) и после солнечных событий, послуживших причиной их возникновения (б)

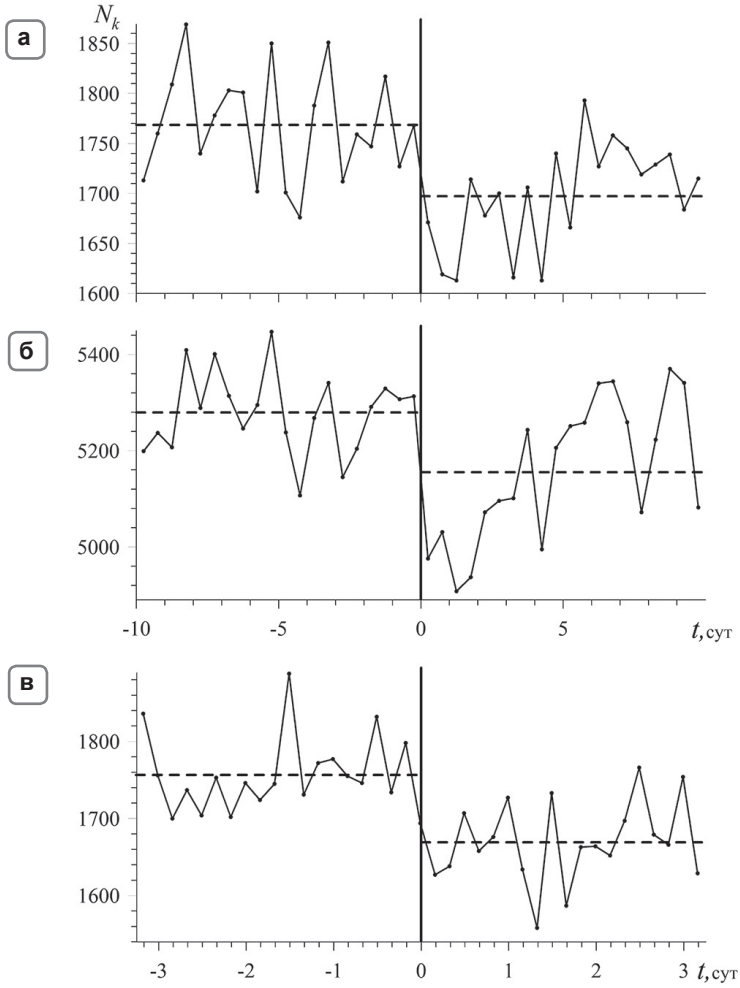


Рис. 6. Изменение во времени количества землетрясений представительных магнитуд (а) и всех представленных в каталоге событий (б), в интервале ±10 сут до и после резких повышений мощности излучения Солнца в радиочастотном диапазоне, а также аналогичная зависимость, построенная во временном окне ±3,2 сут с более высоким разрешением по времени (в). Обозначение те же, что и на рис. 3

и применена та же самая методика анализа сейсмичности, что и раньше. Формально такие моменты определялись как времена превышения производной мощности излучения в радиочастотном диапазоне 95%-ного доверительного интервала. Полученные при этом результаты представлены на рис. 6. На нем хорошо видно, что после всплесков интенсивности ЭИС на Земле происходит резкое уменьшение количества землетрясений, которое совпадает с ними по времени. Сразу же после всплесков число землетрясений падает на 5% от уровня фона, а через 2–3 сут начинает плавно возрастать. Тем не менее, на протяжении 10 сут их число остается ниже уровня фона. Наблюдаемое уменьшение количества землетрясений статистически высоко значимо (с уровнем $P = 0{,}0001$).

Обсуждение результатов

Представленные выше экспериментальные результаты показывают, что повышение СА вызывает статистически значимое понижение глобальной сейсмической активности Земли, что согласуется с выводами ряда упомянутых выше авторов. Из них также следует, что первопричиной этого является повышение электромагнитного излучения Солнца, а не изменения геомагнитного поля, которые индуцировали бы теллурические токи в твердой Земле. Важным также представляется тот факт, что уменьшение количества землетрясений начинается сразу же после всплесков электромагнитного излучения, без заметных временных задержек. Все это позволяет сделать некоторые предположения о механизме триггерного воздействия СА.

Полученные результаты не согласуются с представлениями о триггерном воздействии атмосферных процессов, вызванных солнечными вспышками или коронарными выбросами, поскольку они должны приводить к активизации сейсмичности, а не к ее снижению. К тому же изменения сейсмичности наблюдались через 10–15 сут после резких перепадов атмосферного давления (см., например, обзор в [Гохберг и Колосницын, 2010]). Как уже говорилось, не согласуются они и с представлениями о триггерном воздействии теллурических токов, индуцируемых магнитными бурями.

Более разумным объяснением наблюдаемых фактов представляется механизм, связанный с магнитопластичностью горных пород, предложенный в работе [Бучаченко, 2014]. Земная кора постоянно облучается электромагнитными волнами естественного (грозовая активность) и техногенного происхождений, что приводит к повышению пластичности слагающих ее горных пород, ускоряет релаксацию упругих напряжений и вызывает их перераспределение. Это, в свою очередь, оказывает триггерное воздействие на сейсмичность. Повышение концентрации заряженных частиц в ионосфере, вызванное всплеском ЭИС Солнца, ухудшает условия распространения радиоволн и замедляет этот процесс, что в конечном итоге снижает сейсмическую активность.

Выводы

1. Повышение солнечной активности вызывает заметное, статистически значимое, уменьшение глобальной сейсмической активности Земли.
2. Причиной подавления глобальной сейсмичности Земли является резкое повышение интенсивности ионизирующего электромагнитного излучения Солнца.

Литература

Барсуков О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // Физика Земли. 1991. № 12. С. 93–97.

Бучаченко А.Л. Магнитопластичность и физика землетрясений. Можно ли предотвратить катастрофу? // УФН. 2014. Т. 184. № 1. С. 101–108.

Гохберг М.Б., Колосницын Н.И. Триггерные механизмы землетрясений. В книге: Триггерные эффекты в геосистемах / Под ред. В.В. Адушкина и Г.Г. Кочаряна М. : ГЕОС. 2010. С. 52–61.

Гульельми А.В., Лавров И.П., Собисевич А.Л. Внезапные начала магнитных бурь и землетрясения // Солнечно-земная физика. 2015. Т. 1. № 1. С. 98–103.

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.

Касахара К. Механика землетрясений. М. : Мир. 1985. – 263 с.

Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М. : Недра. 1986. – 342 с.

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. Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций // Доклады РАН. 2010, т. 433. № 5. С. 689–692.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг // Физика Земли. 2011. № 10. С. 82–96.

Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Burgas: SWB. 2008. – 303 с.

Шестопалов И.П., Харин Е.П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности // Геофизический журнал. 2006. Т. 28. № 4. С. 59–70.

Шестопалов И.П., Белов С.В., Соловьев А.А., Кузьмин Ю.Д. О генерации нейтронов и геомагнитных возмущениях в связи с Чилийским землетрясением 27 февраля и вулканическим извержением в Исландии в марте–апреле 2010 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 2013. Т. 53. № 1. С. 130–142.

Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and their change under effect of high energy electromagnetic pulses // Annals of Geophysics, 2004, vol. 47. N 1. P. 199–212.

УДК: 550.36; 550.34

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ НА ФОРМИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ж.Ш. Жантаев, А.В. Виляев

АО «Национальный центр космических исследований и технологий»
ДТОО «Институт ионосферы», Алматы, Казахстан

Рассчитаны глубинные температуры земной коры Северного Тянь-Шаня на основе прямых измерений теплового потока и эмпирических соотношений геотермических параметров с сейсмическими скоростями. Применен метод численного решения уравнения кондуктивного теплопереноса с учетом дополнительных источников тепловыделения за счет радиоактивного распада. Определены термоупругие деформации, достигающие 20÷40% от общего литостатического давления на глубинах 35–60 км. По морфологии областей избыточных температур и термонапряжений определены критерии контролирующие распределение гипоцентров землетрясений.

Введение

Температурное поле в большой степени определяет физическое состояние материала литосферы Земли. Изучение теплового состояния земных недр особенно актуально для районов, где происходят интенсивные тектонические движения, сопровождаемые сильными и катастрофическими землетрясениями. Именно к таким районам относится Северный Тянь-Шань. Об этом свидетельствуют происшедшие здесь землетрясения: Верненское (M_s = 7,1, 1887 г.), Чиликское (M_s = 8,1, 1889 г.), Кеминское (M_s = 8,0, 1911 г.), Жаланашское (M_s = 6,8, 1978 г.), Байсорунское (M_s = 5,9, 1990 г.) и др. Цель работы заключалась в изучении распределения глубинного теплового поля земной коры Северного Тянь-Шаня для оценки сейсмической активности территории.

Метод и материалы исследований

Метод исследований состоял в численном моделировании температур земной коры на основе решения уравнений теплопередачи с привлечением экспериментальных теплофизических параметров – теплового потока, коэффициента теплопроводности, радиогенной теплогенерации. Выполнен сравнительный анализ параметров расчетной геотермической модели с распределением землетрясений территории.

Математическая модель. Основное уравнение стационарного кондуктивного переноса тепла для долговременных геологических процессов в гетерогенной анизотропной упругой среде записывается в виде [Vincenzo et al., 2014]:

$$\nabla k \nabla T + k \nabla^2 T + A(x, y, z) = 0 \quad (1)$$

где k – теплопроводность горных пород в точке с координатами (x, y, z), T – температура, $A(x, y, z)$ – радиоактивная генерация тепла в единичном объеме. Символом ∇ обозначен дифференциальный оператор Лапласа в трехмерном пространстве

$$\nabla = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) T \quad (2)$$

Коэффициент теплопроводности в точке (x, y, z) с учетом зависимости от температуры рассчитан по эмпирической формуле для региона Северного Тянь-Шаня:

$$k = 0{,}01157 V_p * (-0{,}9 + 0{,}00246 T_0 + 343 T_0^{-1})^{-1} \quad (3)$$

где V_p – скорость сейсмических волн (км/с), T_0 – начальная температура в К°.

Радиогенное тепловыделение в земной коре за счет распада радиоактивных элементов ^{40}K, ^{238}U и ^{232}Th вычислено по также эмпирическому соотношению между теплогенерацией A (мкВт/м^3) и скоростью V_p (км/с) для пород Северного Тянь-Шаня:

$$A = 0{,}3125 * (10^{-5}) * \exp(1{,}61 V_p). \quad (4)$$

Уравнение (1) с учетом (3,4) решено численным методом конечных разностей на сетке 41×31×20 по схеме переменных направлений [Самарский и Гулин, 1989].

В качестве граничного условия теплообмена на поверхности задавались тепловой поток по измерениям в скважинах и среднегодовая температура земной поверхности 10 °С на глубине 1 м по метеоданным. Начальное распределение температу-

ры соответствовало линейному геотермическому градиенту. Боковые граничные условия состояли в равенстве нулю теплового потока через вертикальные границы модели. На нижней границе расчетной области (100 км) задавались мантийная составляющая теплового потока, определяемая как разность потока на поверхности и радиогенной составляющей от распада U, Th, K-содержащих пород, а также постоянная температура, в предположении о наличии на глубине 120 км области горных пород, разогретых до температуры солидуса (1370 °C).

Для расчета действующих термонапряжений в земной коре применена рабочая формула [Jaeger et al., 2007]:

$$\tau_{zz} = \rho g z + 3\beta K(T - T_0) \tag{5}$$

где 3β – объемный коэффициент термического расширения пород, K – модуль объемной упругости, ρ – плотность, g – ускорение силы тяжести, $(T - T_0)$ – температурное отклонение от начального линейного распределения. Произведение $3\beta K(T - T_0)$ обозначает термонапряжения, вызванные сочетанием нелинейного изменения температуры. Модуль объемной упругости K рассчитан по отношению скоростей продольных и поперечных волн в условиях естественного залегания горных пород:

$$K = \rho\left(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2\right) \tag{6}$$

где для горных пород Северного Тянь-Шаня $V_p/V_s = 2{,}04$. Плотность горных пород определена в каждом узле сеточной модели по закону линейной аппроксимации:

$$\rho = (0{,}315V_p + 0{,}74)\cdot 10^3 \tag{7}$$

С учетом сферичности поверхности и значительных пространственных размеров модели уравнение (1) решалось в сферических координатах относительно центра Земли:

$$\nabla T = \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial T}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\sin\theta\frac{\partial T}{\partial\theta}\right) + \frac{1}{r^2\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}\left(\sin\theta\frac{\partial^2 T}{\partial\varphi^2}\right) \tag{8}$$

Результаты и обсуждение

Теплофизическая модель. В геологическом отношении регион входит в альпийский неотектонический пояс и включает вытянутые в широтном направлении горные хребты Кунгей и Заилийский Ала-Тау разделенные межгорными впадинами [Тимуш, 2011]. С востока район ограничен отрогами горных хребтов Джунгарского Ала-Тау, с запада – восточным окончанием Чу-Илийских гор. В земной коре по геофизическим данным выделяются осадочный, гранитный (верхний и нижний) и базальтовый слои. Мощность земной коры изменяется от 42 до 55–60 км, увеличиваясь в юго-восточном направлении в сторону горных сооружений Тянь-Шаня и Джунгарии.

Структура поля сейсмических скоростей. Исходной экспериментальной базой глубинного строения земной коры послужили данные о скорости продольных волн до глубины 100 км в пределах территории с координатами по данным методов ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ [Тимуш, 2011; Курскеев и др., 2000] (рис. 1).

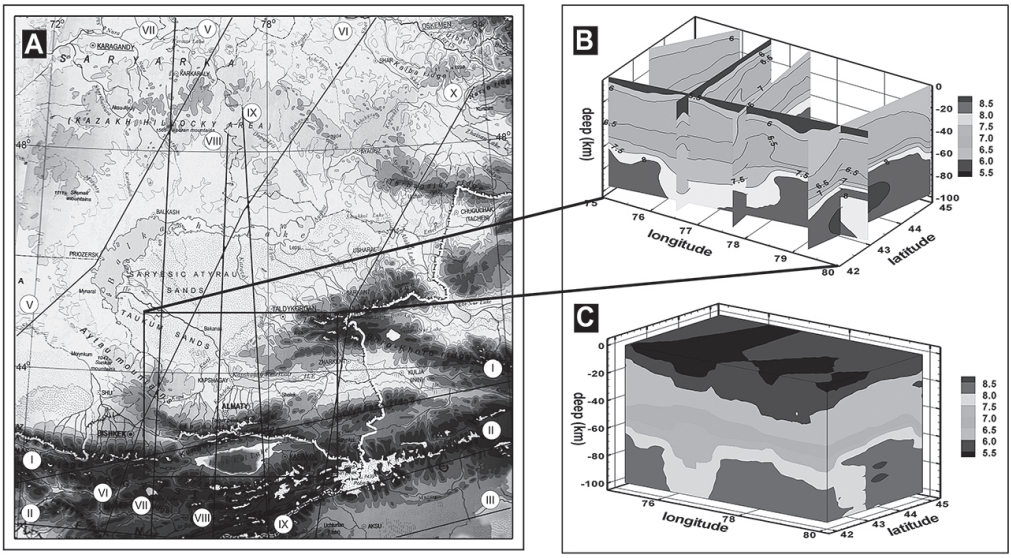


Рис. 1. Система геотраверсов Р-скоростного моделирования литосферы: А – плановое положение геотраверсов, В – скоростные разрезы по геотраверсам, С – 3D скоростная модель строения земной коры

Теплопроводность. Средние значения коэффициента теплопроводности осадочного слоя определены в диапазоне 1,5 ÷1,7 Вт/м·К, гранитного – около 2,6 Вт/м·К, диоритового – 2,2÷2,3 Вт/м·К, базальтового – 3÷3,1 Вт/м·К. Для верхней мантии коэффициент теплопроводности соответствует 3,2 Вт/м·К.

Радиогенная теплогенерация. Сопоставление оценок величин теплогенерации разных слоев земной коры по данным разных авторов и формулой (4) показало удовлетворительную сходимость (рис. 2). Магматические образования, развитые в Северо-Тянь-Шаньском и Джунгарском блоках, характеризуются более высоким уровнем теплогенерации. Наибольшая концентрация радиоактивных элементов сосредоточена в верхней части гранитного слоя на глубинах от 5 до 30 км. Теплогенерация гранитного слоя составляет от 1,0 до 2,0 мкВт/м^3, осадочного – от 0,2 до 1,0 мкВт/м^3. С глубиной радиоактивное тепловы-

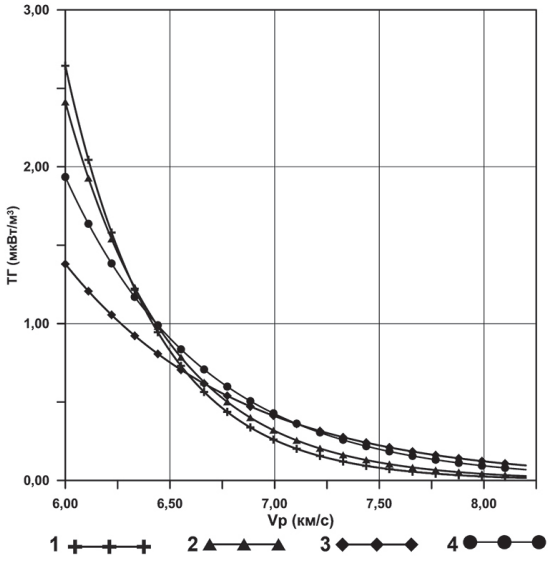


Рис. 2. Зависимость интенсивности радиогенного тепловыделения в породах земной коры от скорости упругих волн: 1 – [Rybach and Bantebarth, 1982], 2 – [Смыслов и др., 1979], 3 – [Гордиенко и др., 1982], 4 – формула (4)

деление уменьшается неравномерно. Нижняя часть гранитного слоя горных областей характеризуется интенсивностью 0,6÷1,1 мкВт/м^3, платформенной части – 0,5÷1,0 мкВт/м^3. Теплогенерация базальтового слоя равна 0,5 мкВт/м^3.

Тепловой поток. Карта теплового потока (ТП) на поверхности составлена по данным [Davies, 2013; Gosnold and Panda, 2002]. Кроме того, учтены 249 скважинных измерений, выполненных авторами. Средняя плотность пунктов определений теплового потока составляет 1 измерение на 18 км^2. Распределение ТП региона соответствует данным для районов кайнозойской тектонической активности. Выделены три области с различным режимом теплового потока: высокогорные районы, платформенная часть и современные межгорные впадины. Высокогорные районы характеризуются повышенным уровнем теплового потока от 54 до 266 мВт/м^2 при среднем значении 63 мВт/м^2 (рис. 3). Плотность теплового потока в межгорных впадинах меняется от 31 до 119 мВт/м^2 при среднем значении 54 мВт/м^2. Тепловой поток платформенной части территории составляет 40÷45 мВт/м^2. Вклад радиогенной компоненты теплового потока в общий ТП составляет от 60 до 90%.

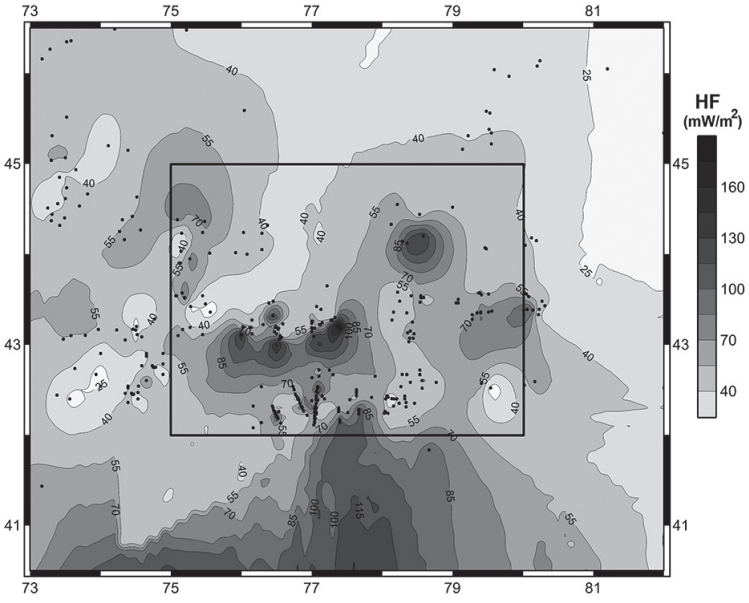


Рис. 3. Тепловой поток Северного Тянь-Шаня (мВт/м^2).
Точки – пункты определений в скважинах

Геотермическая модель. По распределению теплового потока, коэффициента теплопроводности пород, радиогенной теплогенерации рассчитано поле глубинных температур земной коры Северного Тянь-Шаня (рис. 4). Структура теплового поля изучалась разделением расчетных температур на стационарную (линейную) и аномальную части. Аномальные (избыточные) температуры определены вычитанием из расчетного поля стационарной составляющей, соответствующей линейному геотермическому градиенту 12 °С/км. Отмечается линейное понижение температур с юга на север от горных сооружений к платформенной части территории. Горизонтальные градиенты изменения температур уменьшаются от 1,5 °С/км для

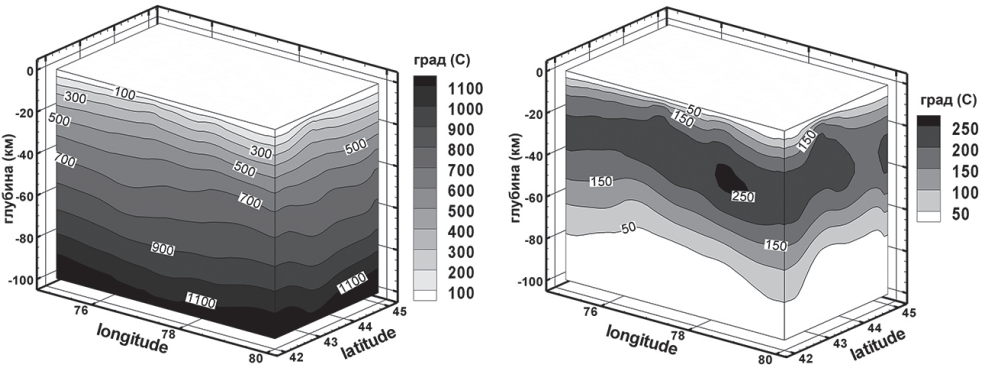


Рис. 4. Распределение температур в земной коре Северного Тянь-Шаня по данным моделирования.

Слева – суммарное поле температур (°С), справа – аномальные (избыточные) температуры (°С)

горных хребтов до 0,5 °С/км в этом направлении. Абсолютная температура составляет 600–800 °С на глубине 40 км, 850–1050 °С на глубине 80 км и 1200 °С на глубине 100 км. В интервале глубин от 20 до 45 км выражена температурная аномалия с повышенными значениями избыточных температур до 250 °С относительно линейного распределения. В плане аномалия вытянута в субширотном направлении непосредственно над границей М.

Термоупругие напряжения. Действующее давление рассчитано как сумма литостатического давления, обусловленного массой вышележащих горных пород, и термоупругих напряжений, вследствие неравномерного нагрева и неоднородности физико-механических свойств.

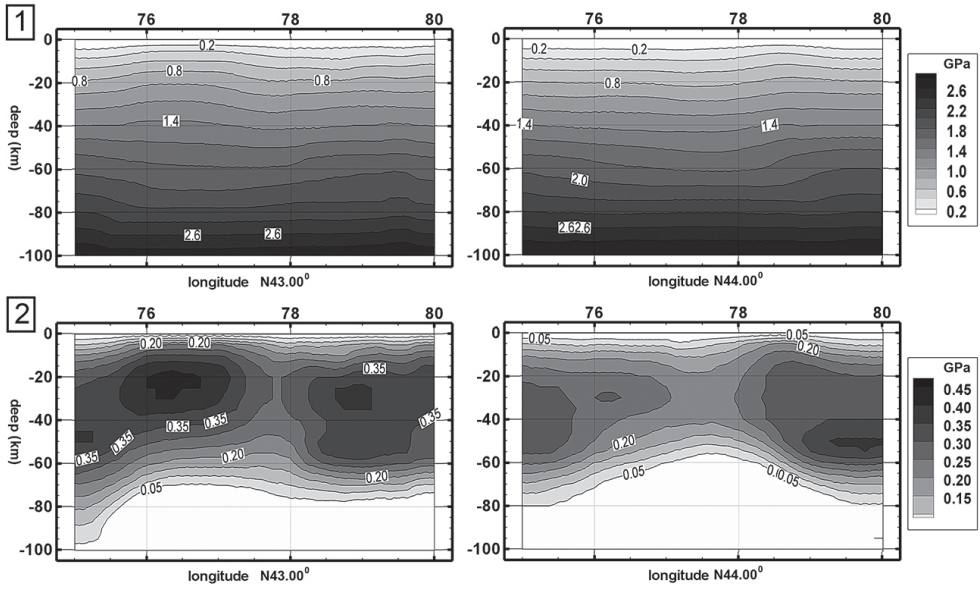


Рис. 5. Распределение термонапряжений с глубиной на широте N43° и N44°.

1 – суммарное литостатическое давление и термонапряжения; 2 – термонапряжения

На глубинах 30÷50 км значения температурных напряжений составляют 12–27% от литостатического давления и достигают 0,45 ГПа (рис. 5). Коэффициент отношения полного давления (с учетом термобарического) к литостатическому в области аномальных температур равен 1,3–1,4. Расчеты находятся в интервале величин экспериментальных данных по минеральным равновесиям, показывающих, что тектоническое давление может достигать до 100% от литостатического и величин первых гипопаскалей [Pleuger and Podladchikov, 2014].

Сопоставление с сейсмическим режимом. Сейсмогенная зона Северного Тянь-Шаня характеризуется сейсмоактивным слоем мощностью до 35 км. Нижняя часть коры практически не содержит очагов землетрясений. Морфология изотермы избыточных температур 230 °С в области аномального разогрева горных пород и изобарическая поверхность термоупругих напряжений интенсивностью 0,35 GPa могут быть отнесены к критериям контролирующим распределение гипоцентров землетрясений в объеме земной коры (рис. 6).

Сопоставление распределения теплового потока и землетрясений среднего энергетического класса (9,0–10,5) в плане показывает приуроченность эпицентров к областям пониженных значений ТП (рис. 7). Повышенная плотность эпицентров здесь возможно обусловлена пониженными вязкостными свойствами земной коры и повышенной хрупкостью горных пород. Можно предположить хрупкий механизм формирования землетрясений за счет снижения предела пластичности материала коры.

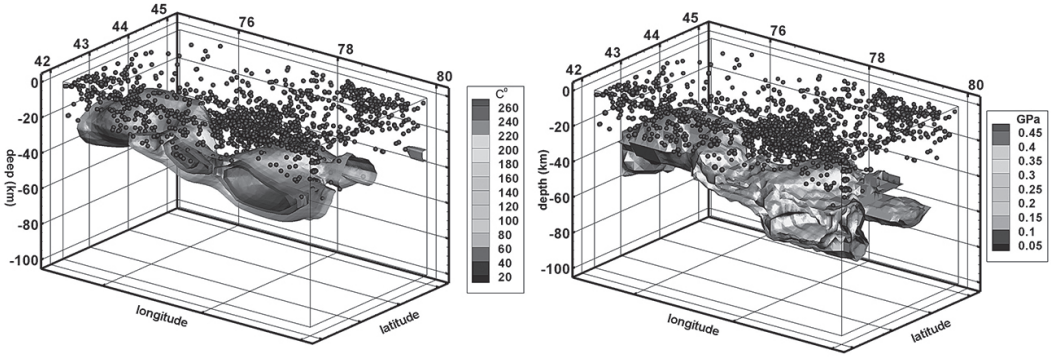


Рис. 6. Изотермическая поверхность аномальных температур 230 °С (слева) и изобарическая поверхность термонапряжений 0,35 GPa (справа) с гипоцентрами землетрясений

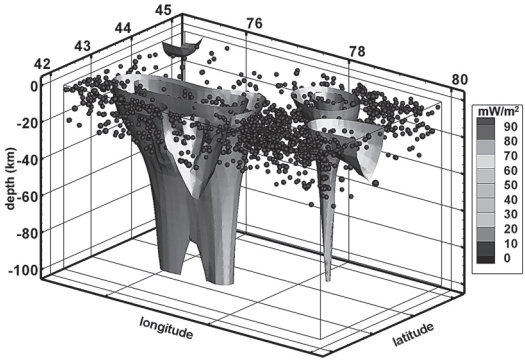


Рис. 7. Модель глубинного теплового потока Северного Тянь-Шаня с гипоцентрами землетрясений

Однако катастрофические землетрясения прошлого века (Верненское M_s = 7,4 (1887 г.), Чиликское M_s = 8,2 (1889 г.), Кеминское M_s = 8,1 (1911 г.)) произошли в областях с повышенными значения теплового потока. Авторы предполагают в этих областях наличие фазовых превращений эклогит-базальт под воздействием высокотемпературных флюидов (более 650 °С). Указанные температуры достигаются на глубинах 35÷60 км. В областях плавления увеличивается объем пород и уменьшается их плотность и, как следствие, над зоной плавления активизируются вертикальные движения в пределах земной коры. Происходит рост гор вверх за счет увеличения объема и рост «корней» гор вниз за счет выплавления базальтов. Формируются условия для катастрофических землетрясений.

Заключение

Геотермическое моделирование позволяет сделать вывод о преобладающем влиянии температурных условий на развитие сейсмического процесса в континентальных районах Средней Азии. Определяющим является наличие высокотемпературных областей с избыточными температурами на 100–250 °С выше солидуса, что может привести к частичному плавлению горных пород.

Накопление термоупругих напряжений в земной коре может рассматриваться в качестве одного из критериев наблюдаемой в Северном Тянь-Шане сейсмической активности. Распределение гипоцентров землетрясений среднего энергетического класса контролируется областью избыточных температур до 230 °С и изобарой термонапряжений менее 0,35 ГПа.

Литература

Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. Киев: Наукова думка. 1982. – 184 с.

Курскеев А.К., Тимуш А.В., Шацилов В.И., Сыдыков А., Горбунов П.Н., Садыкова А.Б. Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы: 2000. – 220 с.

Самарский А.А., Гулин А.В. Численные методы. М. : Наука. 1989. – 432 с.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л. : Недра. 1979. – 190 с.

Тимуш А.В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана. Алматы. [б.и.]. 2011. – 590 с.

Davies J.H. Global map of solid Earth surface heat flow // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. P.14. doi:10.1002/ggge.20271.

Gosnold W.D., Panda B. The Global Heat Flow Database of The International Heat Flow Commission. 2011. http://www.und.edu/org/ihfc/index2.html.

Jaeger J.C., Cook N.G.W., Zimmerman R.W. Fundamentals of rock mechanics. 2007. – 475 p.

Pleuger J. and Podladchikov Y.Y. A purely structural restoration of the NFP20-East cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (central Alps) // Tectonics. V. 33. 2014. P. 656–685.

Rybach L., Bantebarth G. Relationships between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineral logical constitution // Earth and Planet Sciens. letters. 1982. V. 57. P. 367–376.

Vincenzo P., Massimo V., Paolo Ch. Geothermics. Heat Flow in the Lithosphere. University of Genova. Springer. 2014. – 127 p.

УДК 550.34+551.24.035

О ПЕРИОДИЧНОСТЯХ В СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ И ИХ СВЯЗИ С КОСМОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ

Е.А. Левина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Решалась задача увязать периодичности в сейсмическом режиме (на примере Байкальской рифтовой зоны) с влиянием космических факторов. Для этого методом наложения эпох определялись диапазоны амплитуд и фаз нескольких космических циклов, на которые приходятся максимумы сейсмической активности. Установлено, что 27-суточный цикл обращения Земли вокруг барицентра системы Земля–Луна и годичный цикл обращения Земли вокруг Солнца четко проявляются в количестве землетрясений, но практически не вызывают максимумов в суммарной сейсмической энергии, тогда как 11-летний цикл солнечной активности и 18-летний цикл обращения узлов лунной орбиты проявляются в обоих этих параметрах.

Введение

В последние годы интенсивно изучается вопрос о возможной связи между глобальной сейсмичностью Земли и различными космическими циклами, связанными с гравитационным взаимодействием в системе Земля–Луна–Солнце и неравномерностью ротационного режима Земли [Левин, 2006; Sidorenkov, 2009; Тяпкин, 2012] и др. Периодичность в сейсмическом режиме отмечена многими исследователями и выделено множество гармоник,в том числе 0,5; 1,0; 5–6; 10–11; 40–44 лет [Любушин и др., 1998; Левин, 2006] и др. Ранее в работах [Левина, Ружич, 2010; Levina, Ruzhich, 2015] при изучении миграции сейсмической активности были установлены периоды повторения кластеров миграции с периодами 6, 11 и 18 лет и высказано предположение, что миграция сейсмической активности и периодичности в сейсмическом режиме являются двумя сторонами одних и тех же процессов. Возможно их причиной могут служить периодические прохождения деформационных фронтов, способных инициировать сейсмическую активизацию в литосфере [Викулин, 2000; Левина, Ружич, 2010]. Исходя из многообразия возможных энергетических источников генерации волновых колебаний в литосфере Земли, естественно предположить, что возникает интерференционное взаимодействие таких волн, которое осложняет распознавание их параметров и природы. На примере Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) показано наличие статистической связи между несколькими космическими циклами и усилением сейсмической активности.

Метод и исходные данные

Для расчетов использовался каталог землетрясений БРЗ, предоставленный Байкальским филиалом Геофизического центра СО РАН (г. Иркутск) [http://www.seis-

bykl.ru]. В качестве характеристик сейсмической активности рассматривались ряды количества землетрясений и суммарной выделившейся сейсмической энергии. Использован метод наложения эпох: для выяснения статистической связи двух процессов соответствующие ряды сначала сглаживаются с помощью одинакового временного окна. Затем вычисляется на какие фазы или амплитуды одного процесса приходятся максимальные значения параметров другого процесса, просуммированные по длительному промежутку времени. С применением этого метода были рассмотрены 27-суточный цикл обращения Земли вокруг барицентра системы Земля–Луна, годичный цикл обращения Земли вокруг Солнца, 11-летний цикл солнечной активности и 18-летний цикл обращения узлов лунной орбиты. Эфемериды барицентра системы Земля–Луна и Солнца вычислены с помощью программы EPOS (Ephemeric Program for Objects of the Solar system), доступной для свободного скачивания на сайте Пулковской обсерватории [http://www.gao.spb.ru/personal/neo/rus/esupp/main.htm].

Результаты

1. 27-суточный цикл обращения Земли вокруг барицентра системы Земля–Луна

Требовалось выяснить, есть ли зависимость между склонением барицентра δ и максимумами сейсмической активности. Оба ряда были сглажены с помощью временного окна в 1 сутки. Затем для значений δ с шагом 1º были просуммированы значения выделившейся сейсмической энергии и количество землетрясений за период 2010–2016 годы в БРЗ. Результаты представлены на рис. 1. На верхнем графике рисунка по оси ординат указано количество землетрясений, а по оси абсцисс – диапазон склонений барицентра с шагом 1º. На графике хорошо видно, что суммарное количество землетрясений имеет три максимума: при значениях δ близких к максимальному, минимальному и около 0, причем все три максимума четко выражены. Надо еще отметить, что результат по количеству землетрясений при разных значениях склонений очень устойчив к продолжительности выбранного периода времени и выглядит практически также для любого отдельного года. На нижнем графике по оси ординат указан lg(E), где E – суммарная выделившаяся сейсмическая энергия. Видно, что в случае с энергией ситуация значительно более сложная и закономерности в распределении ее по значениям склонения барицентра выражены гораздо слабее.

Полученная закономерность в распределении количества землетрясений по диапазонам склонения барицентра системы Земля–Луна является, по-видимому, отражением периодических изменений величины приливной силы. Приливная сила меняет сжатие Земли. Момент инерции сжатой Земли увеличивается. А поскольку момент импульса Земли должен оставаться постоянным, то скорость вращения сжатой Земли уменьшается. Ввиду того, что склонение Луны, а также расстояние от Земли до Луны постоянно меняются, приливообразующая сила меняется во времени, что вызывает изменения сжатия Земли и скорости ее вращения. Лунный месяц таким образом состоит из двух периодов, когда скорость вращения Земли увеличивается (склонение барицентра при этом изменяется от 0 до максимального или минимального значения) и двух периодов, когда скорость уменьшается (склонение барицентра изменяется в сторону 0) [Sidorenkov, 2009]. Таким образом, как это видно на верхнем графике рис. 1, всплеск количества землетрясений наблюдается, когда изменение скорости вращения Земли меняет знак. При

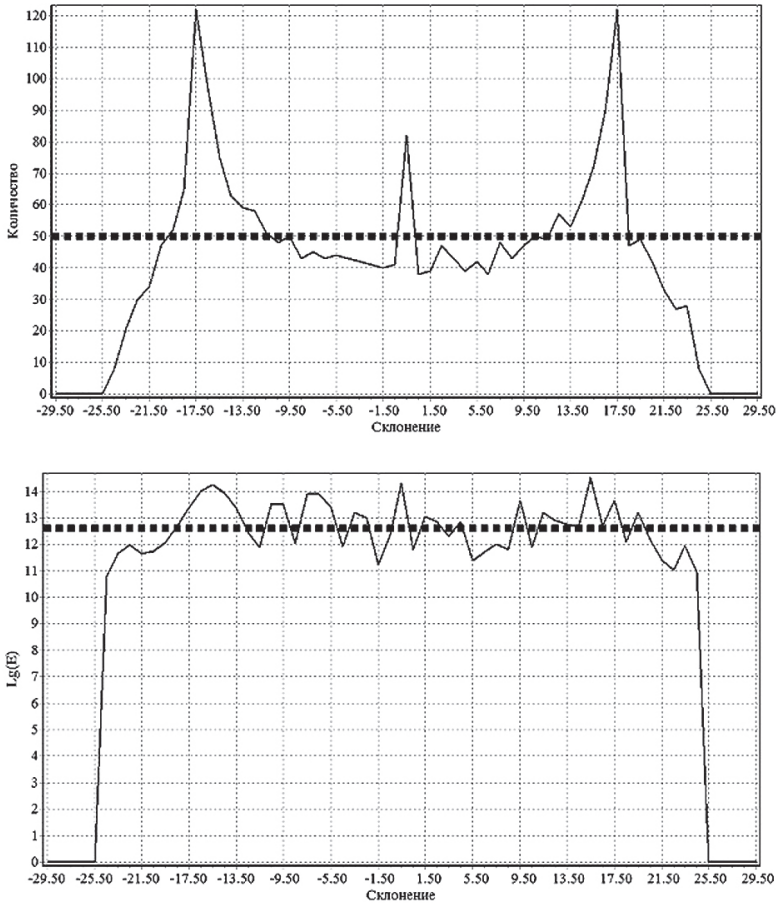


Рис. 1. Связь количества землетрясений (верхний график) и выделившейся сейсмической энергии (нижний график) в БРЗ, просуммированных за период 2010–2016 гг. с шагом 1 сутки, и склонения барицентра системы Земля–Луна

этом выделяются три периода: месячный, полумесячный и менее ярко выраженный период ≈ в 7 дней.

2. Годичный цикл обращения Земли вокруг Солнца

Все вышеприведенные рассуждения относительно движения Земли вокруг барицентра системы Земля–Луна, относятся и к движению Земли вокруг Солнца. Количество землетрясений и выделившаяся сейсмическая энергия в БРЗ за период 2006–2016 гг. были сглажены с шагом 7 суток и просуммированы для значений склонения δ Солнца с шагом 1°. Результат показан на рис. 2. Видно, что эффект приуроченности сейсмической активности к определенным значениям склонения Солнца также более явно проявляется для количества землетрясений (верхний график), чем для выделившейся сейсмической энергии (нижний график). Аналогично выделяются годовой, полугодовой и менее ярко выраженный период в 3 месяца. Максимумы количества землетрясений приходятся на периоды, когда склонение Солнца имеет максимальную абсолютную величину 23,5° (солнцестояния) и когда его склонение достигает 0 (равноденствия).

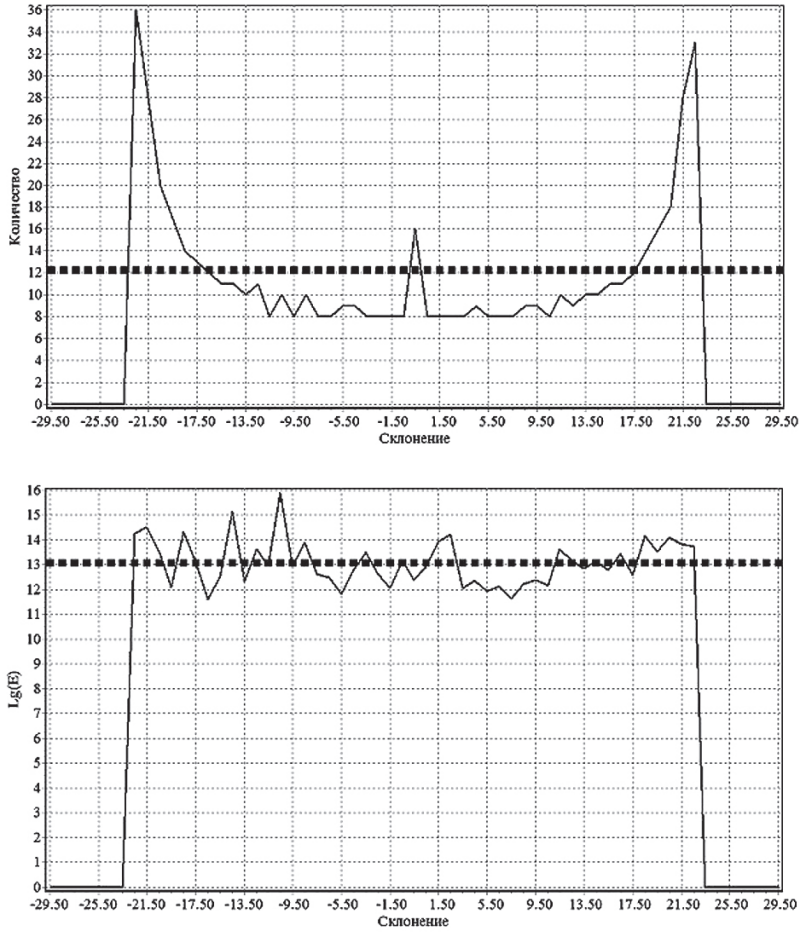


Рис. 2. Связь количества землетрясений (верхний график) и выделившейся сейсмической энергии (нижний график) в БРЗ, просуммированных за период 2006–2016 гг. с шагом 1 сутки, и склонения Солнца

3. 11-летний цикл солнечной активности

Рассмотрим теперь 11-летний цикл в сейсмическом режиме, который многие исследователи связывают с циклом солнечной активности [Дядьков, 2002] и др. Для характеристики солнечной активности использовались числа Вольфа за период с 1964 по 2008 гг. Так как в этом случае амплитуда значительно меняется от цикла к циклу, ставилась задача выяснить зависимость количества землетрясений и суммарной выделившейся сейсмической энергии в БРЗ от фазы 11-летнего цикла. Результат показан на рис. 3. Из графиков на рис. 3 видно, что два главных максимума, что по количеству землетрясений (верхний график), что по выделившейся сейсмической энергии (нижний график), расположены на нисходящей ветви 11-летнего цикла, один – поблизости от максимального значения ряда чисел Вольфа, а второй – от минимального. Конечно, сразу встает вопрос о природе такой связи. В работе [Авсюк, 1996] показано, что изменения полной приливной силы, действующей на Солнце (в системе Солнце–Юпитер–Сатурн), соответствует из-

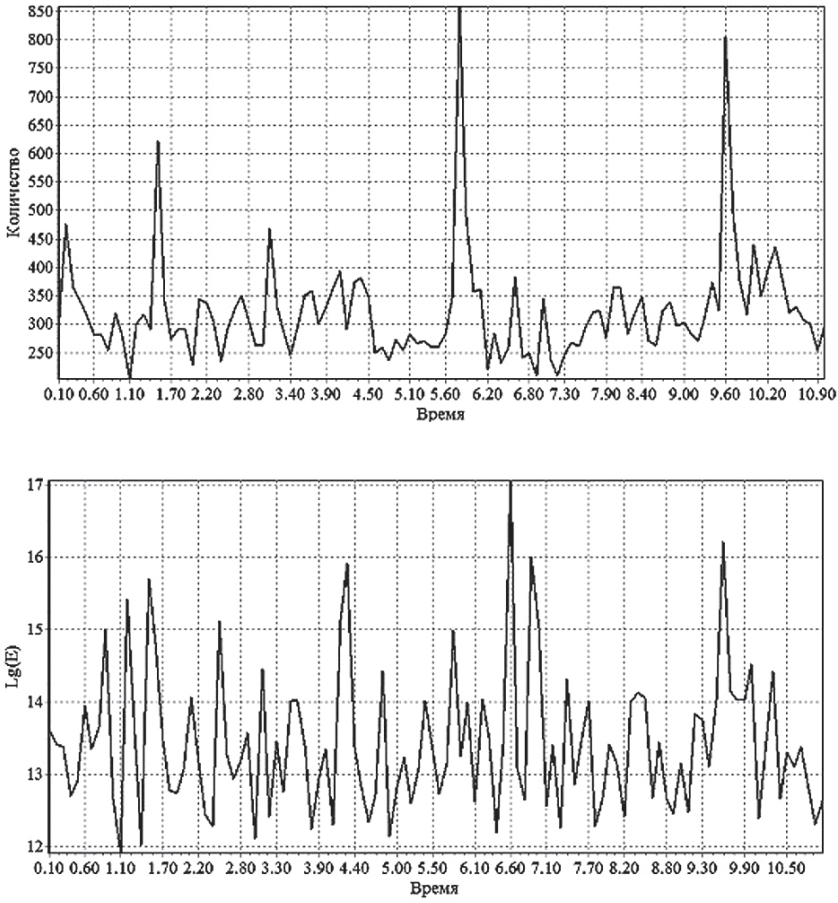


Рис. 3. Связь количества землетрясений (верхний график) и выделившейся сейсмической энергии (нижний график) в БРЗ, просуммированных за период 1964–2008 гг. с шагом 0,1 года, и фаз 11-летнего цикла солнечной активности

менению солнечной активности, рассмотренной в период с 1800 по 1980 гг. Под полной приливной силой здесь понимается учет возмущения в движении Солнца, вызванное его вращением вокруг барицентра солнечной системы. Указанные причины способны инициировать сходные по длительности короткопериодные вариации сейсмического и сейсмомиграционного режимов в различных регионах Земли.

4. 18-летний цикл обращения узлов лунной орбиты

И, наконец, 18-летний цикл обращения узлов лунной орбиты. На рис. 4 показаны количество землетрясений (верхний график) и суммарная выделившаяся сейсмическая энергия (нижний график), распределенные по фазам 18-летнего цикла. Здесь за начало цикла взято положение, когда в точке весеннего равноденствия находится нисходящий узел лунной орбиты. Следовательно, в середине цикла в точке весеннего равноденствия окажется восходящий узел. Таким образом, максимумы количества землетрясений приходятся на периоды, когда положение линии узлов лунной орбиты близко к плоскости экватора.

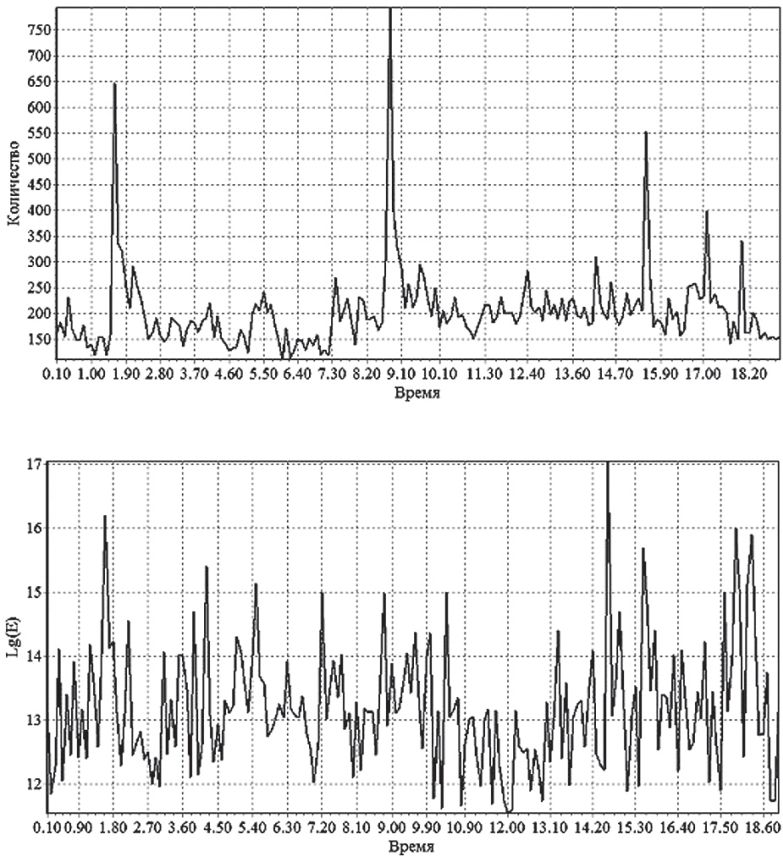


Рис. 4. Связь количества землетрясений (верхний график) и выделившейся сейсмической энергии (нижний график) в БРЗ, просуммированных за период 1959–2016 гг. с шагом 0,1 года, и фаз 18-летнего цикла обращения узлов лунной орбиты

Выводы

С использованием метода наложения эпох подтверждено наличие периодичностей в сейсмическом режиме БРЗ в 7 дней, 0,5, 1 и 3 месяца, 0,5 года, 1 год, 4–5, 9–11 и 18 лет. Опираясь на полученные результаты, можно сделать следующий вывод. Несмотря на то, что сейсмотектонические явления в твердой оболочке Земли вызываются внутренними процессами, происходящими в ее недрах, постоянно действующие вышеупомянутые космические факторы способны через триггерные механизмы модулировать процессы диссипации сейсмической энергии. На практике детальное изучение проявлений подобной модуляции используется в среднесрочном прогнозе землетрясений в БРЗ [Пономарёва, Ружич и др., 2014].

Литература

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М. : ОИФЗ РАН, 1996, – 188 с.

Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 2000. Т. 5, № 1. С. 31–39.

Левин Б.В. О природе некоторых периодических изменений в сейсмическом режиме Земли // Вестник ДВО РАН. 2006, № 1. С. 51–58.

Левина Е.А., Ружич В.В. Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций твердой оболочки Земли: мат. Всерос. семинара-совещ. «Триггерные эффекты в геосистемах» / Под ред. А.А. Адушкина и Г.Г. Кочаряна. М. : ГЕОС, 2010. С. 71–78.

Любушин А.А., Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Буддо В.Ю. Выделение периодичностей в сейсмическом режиме // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 62–76.

Дядьков П.Г. Периодичности в изменениях сейсмического режима и напряжений в земной коре Байкальской рифтовой зоны: связь с 11 – летней цикличностью солнечной активности и сезонными изменениями уровня оз. Байкал / Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Том 3. М. : «Янус-К», 2002, С. 251–254.

Пономарёва Е.И., Ружич В.В., Левина Е.А. Оперативный среднесрочный прогноз землетрясений в Прибайкалье и его возможности // Известия Иркутского государственного университета, август 2014 г.

Тяпкин К.Ф. Изменение положения оси вращения в теле Земли: причина, механизм и использование для объяснения глобальных тектонических процессов в Земной коре // Геофизический журнал, 2012. № 6, том 34. С. 91–100.

Пулковская астрономическая обсерватория [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://www.gao.spb.ru/personal/neo/rus/esupp/main.htm.

Байкальский филиал ФГБУН Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://www.seis-bykl.ru.

Levina E.A., Ruzhich V.V. The seismicity migration study based on space-time diagrams // Geodinamics&TectonophysicsS, 2015. VOL. 6. ISSUE 2. P. 225–240.

Sidorenkov N.S. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. Weinheim, WILEY-VCH Verlag GmbH and Co. KGaA, 2009. – 305 p.

УДК 550.34

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

В.Н. Боков, С.В. Лебедев

Центр геофизических прогнозов «Градиент», Санкт-Петербург

В статье отражен подход оценки триггерного воздействия атмосферной циркуляции на возникновение землетрясений. Представлены предварительные результаты исследований влияния экзогенных процессов (изменения атмосферной циркуляции) на инициирование механизма очага землетрясений, для случаев взброса и сброса.

Введение

Из известных экзогенных источников создающие дополнительные напряжения в земной коре рассмотрим наименее изученное – изменения атмосферного давления, а точнее изменения атмосферной циркуляции. При этом следует подчеркнуть, что специалисты, изучающие влияние атмосферных процессов на сейсмичность по 1 или 2 метеостанциям, получают существенно искаженные результаты, поскольку для этих целей необходимо работать с метеорологическими полями.

Считается, что все известные предвестники землетрясений появляются в результате воздействия на них деформационных процессов. Поэтому можно предположить, что большинство зафиксированных предвестников землетрясений, за исключением деформации и наклонов земной коры, являются вторичными. На приведенных графиках рис. 1 видно, что наклонам земной коры свойственны колебания в 12–14 часов, что не является характерным временем тектонических процессов. График изменения наклонов (деформации) земной коры показывает его синусоидальные колебания, которые отражают существование колебаний коры. Однако при этих колебаниях землетрясения происходят не всегда, а возникают землетрясения только в случае какого-либо дополнительного источника воздействия на земную кору, что и отражают кососейсмические скачки. В качестве одной из основных причин, влияющей на быстрые изменения деформации и наклонов земной коры рассмотрим изменения атмосферной циркуляции. Еще на заре сейсмологических измерений [Голицын, 1912; Гутенберг, 1935] и другие известные ученые предполагали участие атмосферных процессов в возникновении сейсмичности.

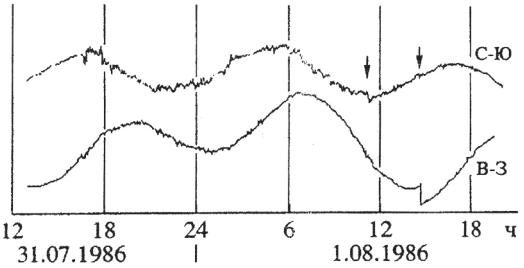


Рис. 1. Флуктуации величин наклонов земной поверхности перед двумя Враческими землетрясениями 1 августа 1986 г. [Боков и Воробьев, 2014]

Анализ синоптических ситуаций (более 2000 случаев), предшествующих возникновению сильных землетрясений с M > 6 [Сытинский, 1987; Боков, 2004; Боков и Воробьев, 2014], для различных сейсмоактивных регионов Северного полушария показал, что вокруг эпицентра землетрясения на расстоянии с радиусом около тысячи км наблюдаются закономерные изменения в атмосферных процессах, которые повторяются для землетрясений с близким расположением эпицентров. Особенно отчетливо этот процесс наблюдается для сильнейших землетрясений. В качестве примера на рис. 2 представлено барическое поле в день сильнейшего землетрясения у о-ва Суматра. Распределение атмосферного давления представлено в 2 и 3-х мерном пространстве. Из рисунка видно, что высокое атмосферное давление распространилось практически на весь евроазиатский континент, также высокое атмосферное давление наблюдалось и «напротив» в южном полушарии.

Напряжения противоположного знака, вызванные атмосферными вихрями, усиливают напряжения в земной коре в зависимости от пространственной неоднородности, глубинного реологического распределения земной коры, наличия про-

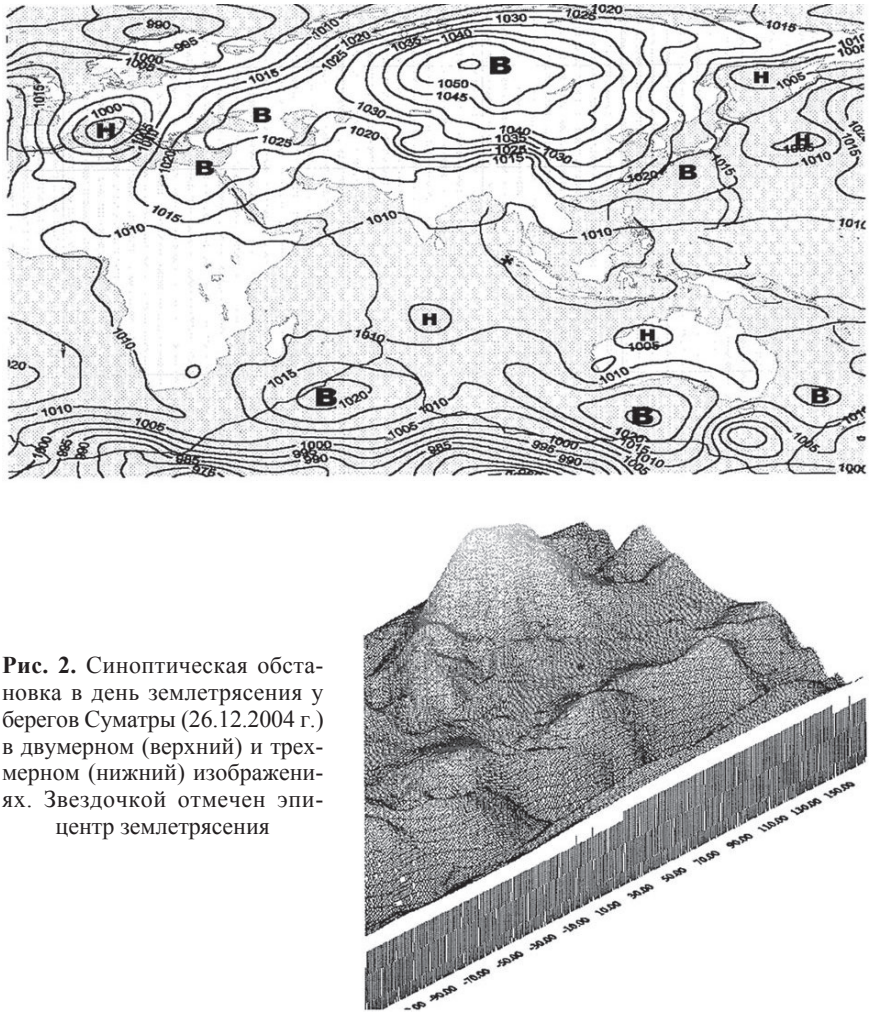


Рис. 2. Синоптическая обстановка в день землетрясения у берегов Суматры (26.12.2004 г.) в двумерном (верхний) и трехмерном (нижний) изображениях. Звездочкой отмечен эпицентр землетрясения

странственной структуры разломов и геоблоков, обуславливающих определенные свойства, характерные только для данной местности [Боков, 2004]. Свойства земной коры приводят к тому, что в конкретной точке, землетрясения возникают только при характерной изменчивости атмосферного давления на обширном пространстве Земли, а землетрясения происходят в зонах с нулевой деформацией [Боков и Воробьев, 2014].

Нашу теорию, которую мы используем при прогнозе землетрясений, подтверждают результаты недавних исследований геологов и сейсмологов под руководством академика С.В. Гольдина [Гольдина, Кучай, 2008]. Группой ученых рассматривался вопрос о местах сосредоточенности землетрясений в изменяющейся напряженно-деформированной среде. В работах О.А. Кучай [Кучай, 2010] привлекались данные о механизмах очагов землетрясений (Harvard CMT Catalog) с M > 4,6, произошедших в сейсмоактивных регионах Земли с 1976 по март 2010 гг. Исследовались разрывы в очагах ряда сильных землетрясений в пределах условной границы, разделяющей положительные и отрицательные величины деформаций в поле широтной, меридиональной и вертикальной компонент сейсмических деформаций. Иссле-

дования показали, что вспарывание разрывов при ряде сильнейших землетрясений инициируется на границе изолинии нулевой деформации, полученной при расчете сейсмической деформации по данным механизмов очагов предшествующих землетрясений. Подобные выводы получены и по данным GPS.

Результаты представительных исследований различных научных направлений привели к одинаковому результату, что указывает на достоверность используемой теории. На основе выполненных исследований был разработан сейсмосиноптический метод краткосрочного прогноза З/Т с заблаговременностью в 2–3 суток, который имеет оправдываемость около 75%. Для всех З/Т – слабых, умеренный и сильных. Этот результат является очень важным подтверждением и пониманием того, что изменение напряженно–деформационного состояния среды и образование колебаний в земной коре, обеспечивают постоянно смещающиеся воздушные вихри [Боков, 2004] совместно с воздействием эндогенных процессов [Гохберг и др., 1988].

Исследования по выявлению механизма возникновения землетрясений ведутся уже не один десяток лет. В основном, эти исследования основываются на теории сплошных сред и механики разрушений, что в общем позволяет оценить механизм разрушения пород в момент возникновения землетрясений. Однако в качестве физических явлений, обуславливающие подготовку землетрясений, рассматривают только тектонические и эндогенные процессы. Роль экзогенных процессов исследована очень слабо. В данной статье представлены предварительные результаты влияния экзогенных процессов (изменения атмосферной циркуляции) на инициирование механизма очага землетрясений.

Триггерное воздействие атмосферной циркуляции на сейсмичность

Триггерное воздействие атмосферной циркуляции можно схематично представить в виде следующей простейшей схемы.

Антициклон представим барическим образованием с максимумом давления в центре и с уменьшением атмосферного давления при приближении к его границам. Противоположное пространственное распределение атмосферного давления имеет циклон. При прохождении антициклона создается избыточное давление на соответствующий участок земной поверхности (результирующая избыточная нагрузка может достигать $5 \cdot 10^8$ кг/км^2). Для циклона – области пониженного давления – наблюдается обратная картина. В результате возникают колебания в земной коре или поверхностные сейсмические волны Лява. Таким образом, система циклон-антициклон порождает дополнительные напряжения/деформации в земной коре

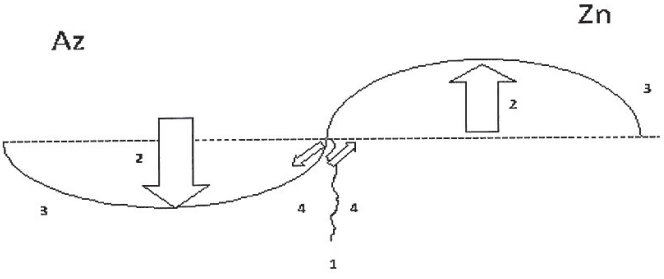


Рис. 3. Атмосферные воздействия на тектоническом разломе

на границе циклона и антициклона. На рис. 3 схематически показаны: 1 – граница циклона (Zn) и антициклона (Az); 2 – силы, влияющие на прогиб коры; 3 – формы прогиба земной коры; 4 – касательные напряжения τ. Если линия атмосферного давления, разграничивающая антициклон и циклон, находится над разломом и проходит вдоль него, то возникают существенные различия в физических действиях с разных сторон разлома [Боков, 2004; Боков и Воробьев, 2014], что приводит к возникновению землетрясений.

Как известно, горизонтальный размер антициклона или циклона составляет сотни и тысячи километров, а средняя глубина блоков и плит около 30–50 км на континенте и 7–25 км над океаном. Таким образом, учитывая то, что нас интересуют крупномасштабные изменения напряженного состояния, достаточно хорошим приближением можно считать приближение плоской задачи теории упругости [Гольдин и др., 2007]. Постановка и решение данной задачи представлено в работе [Боков и др., 2011]. Основываясь на модели, представленной в указанной работе, были выполнены расчеты по определению пространственного изменения атмосферных процессов, инициирующих механизм очага землетрясений, результаты которых отражены далее.

Результаты расчетов воздействия атмосферой циркуляции на механизм очага землетрясений

Идея о влиянии атмосферных процессов на механизм формирования очага землетрясения появилась у нас уже в начале наших исследований [Боков, 2004]. Механизм очага описывает неупругие деформации, возникающие в области очага землетрясения (подвижку) и генерирующие упругие сейсмические волны. Механизм очага определяет ориентацию разрыва и направление подвижки, а также ориентацию главных осей напряжения сжатия и растяжения в пространстве.

Используя данные механизмов очагов землетрясений, опубликованных в работе [Злобин и др., 2011], мы провели ряд расчётов показавших существенную роль атмосферных преобразований на механизм очагов взброса и сброса. Исследования выполнены по семи случаям механизма взброса и сброса и требуют дальнейшего продолжения. В качестве примера рассмотрим случай с рассчитанным механизмом очага – взброса [Злобин и др., 2011]. Так на рис. 4 представлены барические поля показывающие изменения атмосферных процессов за 3 суток 25.02.2004 г. и в день 28.02.2004 г. сейсмического события с M = 4,8 (44,9 с.ш., 148,6 в.д.), а также поле рассчитанных барических нагрузок. Из рисунка видно, над Курилами наблюдалась обширная депрессия (L), а на севере (северная часть восточной Сибири) и юге (центральной части Тихого океана) мощные антициклоны (H). Такая атмосферная циркуляция обеспечила повышение нагрузок на геоблоки в северной части и южной части рассматриваемой территории и снижение над Курилами. В день землетрясения произошло быстрое увеличение атмосферного давления в районе эпицентра, что привело к сжатию в зоне разлома и как следствие к взбросу.

Также, в качестве примера рассмотрим случай с рассчитанным механизмом очага – сброса [Злобин и др., 2011]. На рис. 5 представлены барические поля показывающие изменения атмосферных процессов за 3 суток 10.11.2007 г. и в день 13.11.2007 г. сейсмического события с M = 4,2 (44,5 с.ш., 147,4 в.д.), а также поле рассчитанных барических нагрузок. Из рисунка видно, 10.11.2007 г. над Курилами наблюдалась мощный антициклон (H), а над Чукоткой обширная депрессия (L), а

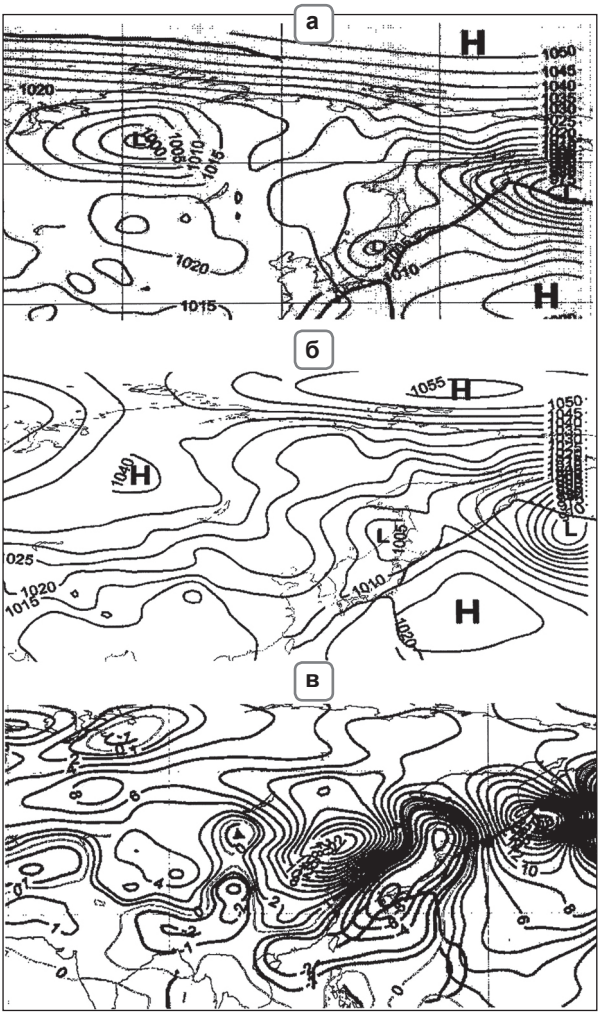


Рис. 4. Барические поля: 25.02.2004 г. (а); 28.02.2004 г. день землетрясения с M = 4,8 (44,9 с.ш., 148,6 в.д.) (б); поле барических нагрузок на 28.02.2004 (в)

также циклоны (L) над центральной Японией и северной акваторией Тихого океана. Такая атмосферная циркуляция обеспечила повышение нагрузок над Курилами и снижение нагрузок на геоблоки в северной части и южной части рассматриваемой территории. В день землетрясения произошла замена атмосферных вихрей (область высокого атмосферного давления сменилась областью низкого давления) и быстрое падение атмосферного давления в районе эпицентра, что привело к растяжению в зоне разлома с последующим сбросом.

Приведенные результаты показывают существенное влияние экзогенных процессов (атмосферной циркуляции) на сейсмичность. При этом можно говорить об инициировании механизма очага землетрясений атмосферной циркуляцией. Именно атмосферная циркуляции инициирует тип механизма очага (взброс, сброс…) землетрясения. Дальнейшее развитие очага землетрясений (параметры: о простирании, падении, двух нодальных плоскостей и направления подвижки вдоль них

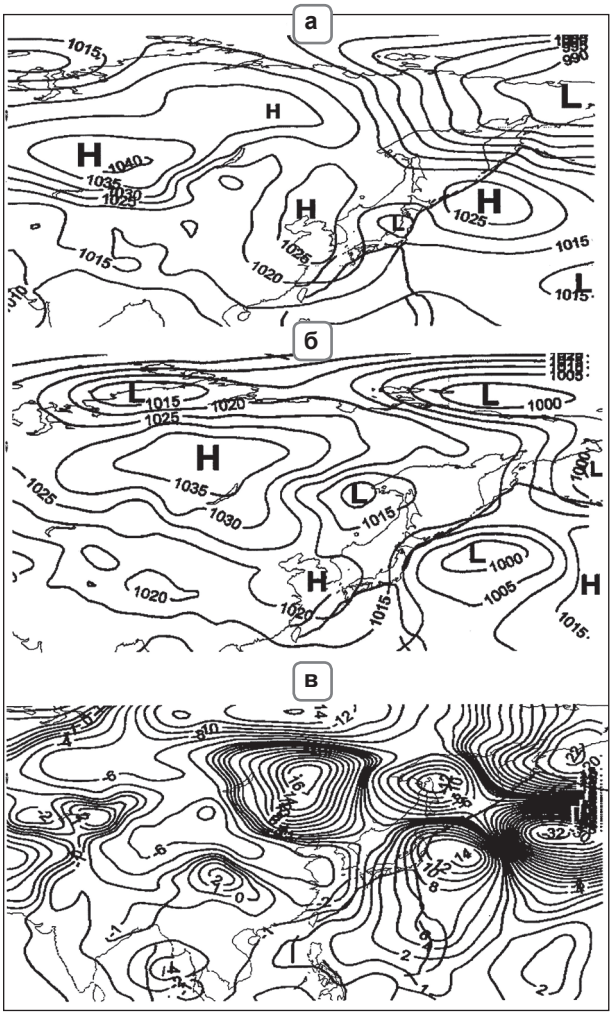


Рис. 5. Барические поля: 10.11.2007 г. (а); 13.11.2007 г. день землетрясения с M = 4,2 (44,5 с.ш., 147, 4 в.д.) (б); поле барических нагрузок на 13.11.2007 г. (в)

и т.д.) будут зависеть от величин накопленных напряжений, морфологии земной коры данного района и расположения разлома.

Заключение

Исследования, выполненные в последние годы по влиянию изменения атмосферной циркуляции на сейсмичность, являются совершенно новым подходом в оценке триггерных эффектов на земную кору [Боков и др., 2010]. Исследования связей атмосферной циркуляции с сейсмичностью Земли показали, что изменения атмосферы инициирует тип механизма очага землетрясений [Сытинский, 1987; Боков 2004, 2008, 2010; Боков и др., 2011, 2012, 2013, 2014, 2016]. Исследования, выполненные по данным атмосферного давления и данным геофизических измерений, показали, что именно изменения атмосферной циркуляции обуславливают усиле-

ние ряда геофизических предвестников – геоакустические шумы, эмиссию радона, изменение уровня подземных вод, деформацию и наклоны земной коры. [Боков и Воробьев, 2012, 2013, 2014, 2016]. Связь атмосферы с сейсмичностью в синоптическом диапазоне временной изменчивости наиболее тесная, поскольку определяется физическими процессами [Боков, 2004, Боков и др., 2011]. Подобная связь прослеживается и в других временных диапазонах изменчивости [Боков, 2008, 2010].

Предварительный результат показал, что в зависимости от расположения антициклона и циклона относительно разломов наблюдаются правосторонние или левосторонние сдвиги. В целях дальнейшего понимания физики очага землетрясений и механизма возникновения землетрясений требуется совместное сотрудничество сейсмологов, геологов, геофизиков и метеорологов.

Литература

Боков В.Н. Изменчивость атмосферной циркуляции – инициатор сильных землетрясений // Уральский геофизический вестник, 2004. № 6. С. 5–11.

Боков В.Н. Межгодовая изменчивость сейсмичности и атмосферной циркуляции // РГГМУ, Ученые записки, № 6, 2008, с. 139–147.

Боков В.Н. О связи атмосферной циркуляции и сейсмичности в диапазоне сезонной изменчивости // РГГМУ, Ученые записки, № 14, 2010, с. 89–100.

Боков В.Н., Гутшабаш Е.Ш., Потиха Л.З. Атмосферные процессы как триггерный эффект возникновения землетрясений // РГГМУ. Ученые записки. 2011. № 18. С. 173–184.

Боков В.Н., Воробьев В.Н. Воздействие атмосферной циркуляции на наклоны земной поверхности // РГГМУ. Ученые записки. 2012. № 26. С. 173–184.

Боков В.Н., Воробьев В.Н. Изменчивость геоакустической эмиссии и изменения атмосферной циркуляции // РГГМУ. Ученые записки. 2013. № 32. С. 173–184.

Боков В.Н., Воробьев В.Н. Мониторинг геофизических предвестников и прогноз землетрясений // РГГМУ, Ученые записки, № 36, 2014, с. 128–138.

Боков В.Н., Воробьев В.Н. Вариации поверхностной температур земной коры под влиянием изменчивости атмосферного давления // РГГМУ, Ученые записки, № 43, 2016, с. 106–115.

Голицын Б.Б. Лекции по сейсмометрии. С.-Пб. : Типогр. императорской АН. 1912. – 486 с.

Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации алтае-саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика, т. 48, 2007, № 7, с. 692–723.

Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая // Физическая мезомеханика, 2008, № 11, с. 5–13.

Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Добровольский И.Н. и др. Процессы подготовки, признаки и предвестники коровых землетрясений // Физика Земли. 1988. № 2. С. 59–67.

Гутенберг В. Основы сейсмологии. М.-Л. : ОНТИ, 1935. – 146 с.

Злобин Т.К., Полец А.Ю., Поплавская Л.Н., Сафонов Л.А. Особенности современной глубинной сейсмотектоники литосферы Южных Курил (район о-ва Итуруп) по механизмам очага землетрясений // Вестник ДВО РАН. 2011. № 3, с. 35–40.

Кучай О.А. Особенности проявления сильных землетрясений в поле сейсмотектонических деформаций // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 3, с. 285–296.

Сытинский А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. Л. : Гидрометеоиздат. 1987. – 100 с.

УДК 537.226.86; 537.868

О СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ

А.Н. Камшилин

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

Представлен обзор результатов, полученных нами в разное время в натурных и лабораторных экспериментах по изучению сейсмоэлектрических колебаний. Обсуждается роль резонансных явлений.

Введение

В статье сделан краткий обзор полевых и лабораторных экспериментов, цель которых заключалась в изучении сейсмоэлектрических колебаний различного типа. Большое внимание уделяется резонансным явлениям, которые играют важную роль при механоэлектрических преобразованиях.

Эксперименты и результаты

Часть наших экспериментов проводилась с воздействием на среду гармоническими сейсмоакустическими свип сигналами. Это позволяло непрерывно (в заданном диапазоне частот) регистрировать изменения амплитудных и фазовых характеристик сейсмоакустических и электрических сигналов.

Полевые и лабораторные опыты показали, что сейсмоэлектрический эффект (СЭФ) 2 обладает ярко выраженными резонансными свойствами. Об этом свидетельствует вид амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) вторичных электрических откликов. Пример натурного эксперимента показан на рис. 1 [Bogolubov et

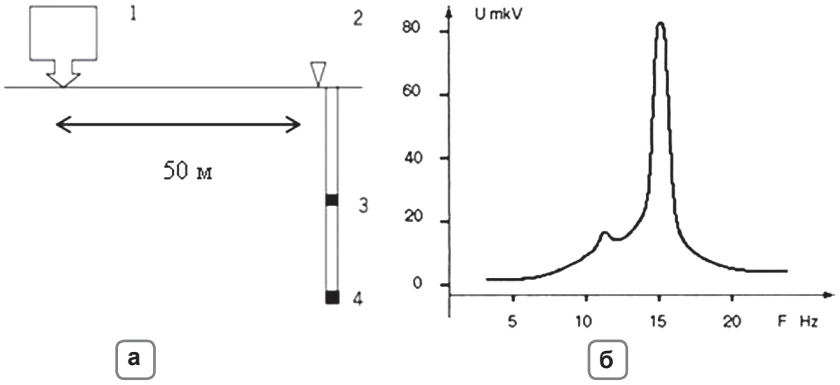


Рис. 1. Экспериментальная полевая установка (а) и зависимость амплитуды вторичного электрического сигнала от частоты свип сигнала вибратора (б).

а) 1 – вибратор, 2 – сейсмоприемник, 3, 4 – электроды в необсаженной скважине на глубине 33 и 48 м соответственно

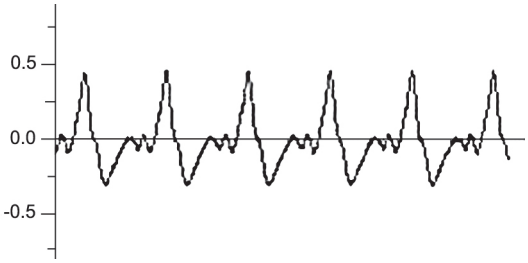


Рис. 2. Фрагмент сигнала сейсмовибратора

al., 2002]. Во время первого сеанса вибрации частота резонанса равнялась 14,75 Гц, во время второго (с интервалом 10 мин) – 13,8 Гц. Возможно, что изменение частоты произошло из-за изменения распределения флюидов после первого сеанса. Косвенно это подтверждается лабораторными экспериментами. АЧХ электрических откликов на акустическое воздействие на образцы песчаника также имели резонансный характер, амплитудные и частотные параметры резонансных областей сильно изменялись при введении в образец малых доз флюидов [Камшилин и др., 2013].

Резонансными свойствами обладает и СЭФ 1 [Филатов, Светозерский, 2014]. В наших экспериментах это обнаружилось во время работы с вибратором, который выдавал периодический сигнал сложной формы (рис. 2). Такая форма сигнала позволила работать сразу на нескольких частотах, что оказалось весьма полезным. Спектр электрического сигнала до начала сеанса и спектры сигналов вибратора и электрического отклика представлены на рис. 3. На рис. 3, а выделяется сигнал помехи с частотой 50 Гц. Спектр вибрационного воздействия представлен тремя кратными частотами 21,97, 43, 94 и 65,91 Гц (ввиду малости амплитуд остальных составляющих мы их опустили). В электрическом отклике в соответствии с СЭФ 2 появились сигналы этих трех частот, остался сигнал помехи. Но, кроме этого, возникли два сигнала с частотами 28,2 и 71,96 Гц (помечены стрелками), которых нет в вибросигнале. Нетрудно увидеть, что это комбинационные частоты: 50±21,97 Гц. История их возникновения связана с СЭФ 1 и с наличием в среде электрического поля с частотой 50 Гц. Поясним это.

Первая гармоника вибросигнала (21,97 Гц), в соответствии с СЭФ 1, периодически изменяет электрическое сопротивление среды, то есть оно становится параметрическим, зависящим от времени. В итоге имеем электрическую колебательную систему, в которой существует сигнал с частотой 50 Гц и электрические параметры которой изменяются с частотой первой гармоники вибратора (сигнала накачки). В результате возникают колебания на комбинационных частотах, которые называются параметрическими [Баскаков, 1983].

В отличие от первой гармоники, вторая гармоника вибросигнала не порождает комбинационных частот. Это означает, что в данном случае параметрические изменения электрических параметров среды не происходят или они слишком малы, то есть СЭФ 1 на этой частоте «не работает» или очень слаб, что говорит о частотной избирательности этого эффекта. В заключение этого раздела заметим, что при многократных повторных измерениях с неизменными параметрами установок комбинационные частоты наблюдались далеко не всегда. Это означает, скорее всего, что параметрические явления очень тонко реагируют на изменение состояния среды.

Как было показано раннее [Камшилин и др., 2013], в осадочных флюидонасыщенных породах возможно возбуждение автоколебаний, основанных на СЭФ 2. И в этом случае резонансные свойства сейсмоэлектрических преобразований также играют большую роль. Автоколебания возникают на частотах, которые привязаны

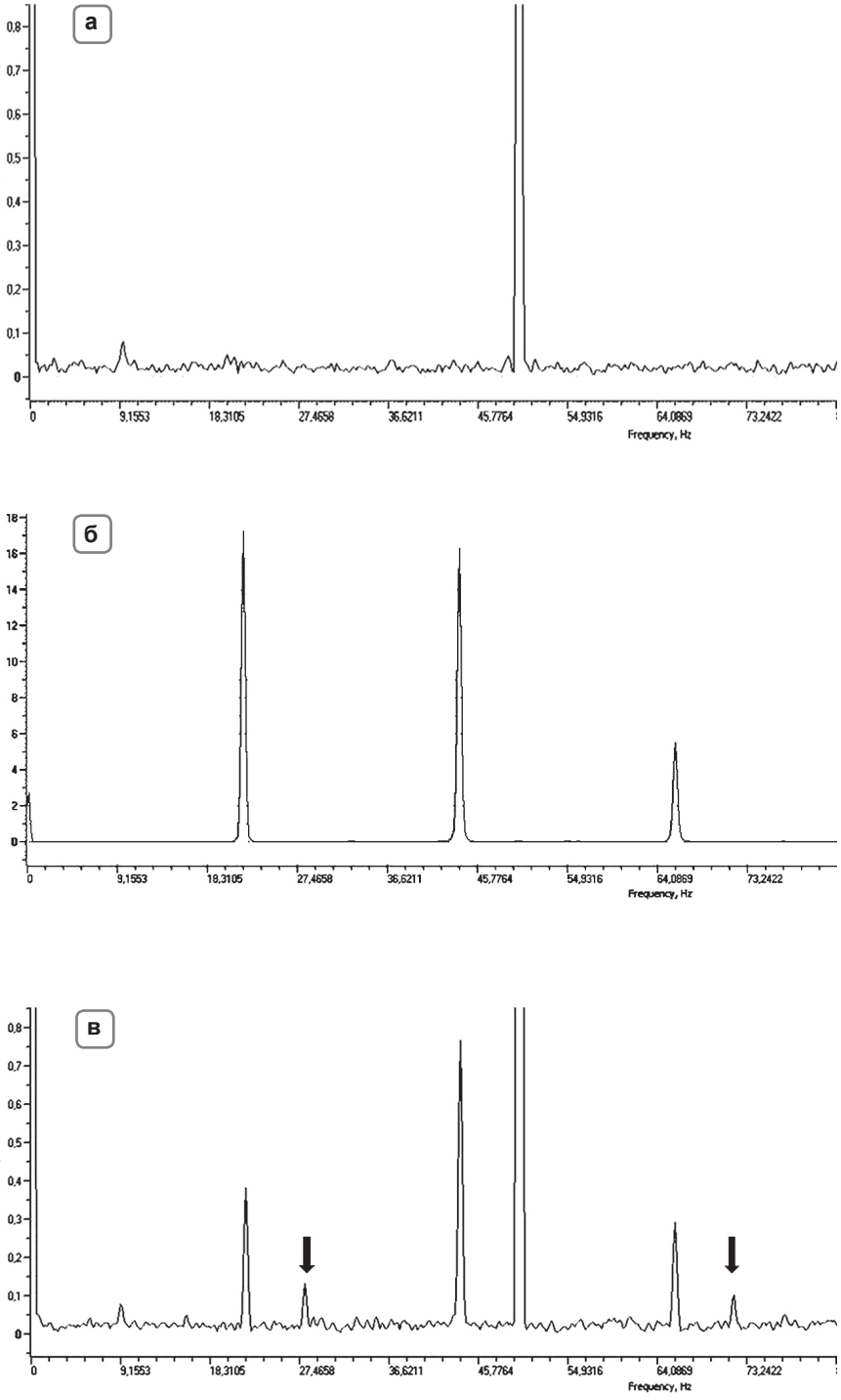


Рис. 3. Спектр электрического сигнала до начала работы вибратора (а), спектры сейсмического и электрического сигналов соответственно (б, в)

к резонансным областям АЧХ электрических откликов. Изменение резонансных частот меняет параметры автоколебаний.

Выводы

В процессе экспериментов наблюдались три типа сейсмоэлектрических колебаний – вынужденные, самоподдерживающиеся (автоколебания), параметрические. Все эти колебания различаются по механизму их возбуждения. В случае вынужденных и параметрических колебаний частота задается внешним воздействием, но разным способом. Вынужденные колебания возбуждались на частоте сейсмоакустических воздействий. При параметрическом возбуждении внешнее вибросейсмическое воздействие (накачка) периодически изменяло электрические параметры среды. Частота параметрических колебаний определялась частотой стороннего электрического поля (50 Гц) и частотой изменения электрических параметров. Если частота изменения параметра совпадает (близка) с собственной частотой колебательной системы, то она приобретает свойства системы с самовозбуждением, то есть приближается к автоколебательной системе. Важное свойство параметрических колебаний заключается в том, что при определенных соотношениях между собственной частотой колебаний и частотой возбуждения сколь угодно малое возмущение может вызвать колебания. Возможно это одна из причин появления триггерных эффектов.

Отличие автоколебаний состоит в том, что для их существования не требуется внешних периодических воздействий. Параметры автоколебаний определяются системой, в которой они возникают. В нашем случае это образец, охваченный положительной обратной связью. Резкие изменения спектра автоколебаний при введении флюидов в образец происходили в соответствии с изменением собственных частот резонатора – образца. Это подтверждалось изменениями АЧХ электрических откликов, полученных в режиме вынужденных колебаний.

Все эти явления объясняются свойствами сейсмоэлектрических эффектов, то есть свойствами частотного коэффициента преобразования энергии упругих колебаний в электрическую энергию. Большое значение при этом имеют резонансные свойства механизма преобразования энергии. Резонансные методы наиболее чувствительные и точные способы исследования, поскольку резонанс очень тонко отслеживает изменение собственных частот изучаемого объекта. Исследование особенностей механоэлектрических (электромеханических) колебаний различных типов позволит создать новые геофизические методы изучения и контроля состояния горных пород.

Литература

Баскаков С.И. Радиотехнические цепи и сигналы. Москва. «Высшая школа». 1983. – 535 с.

Камшилин А.Н., Насимов Р.М., Волкова Е.Н. Механоэлектрические преобразования в горных породах и триггерные эффекты : сб. «Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 18-21 июня 2013 г.): материалы второго Всероссийского семинара-совещания / ИДГ РАН. М. : ГЕОС. 2013. С. 231–238.

Филатов В.В., Светозерский О.Ю. О проявлении резонанса при изучении сейсмоэлектрических эффектов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь–2014: 10 междунар. науч. конгр.

и выставка, Новосибирск, 8–18 апр. 2014 г. Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология: междунар. науч. конф.: сб. материалов. Новосибирск : СГГА, 2014. Т. 3, с. 129–134.

Bogolubov A.N., Kamshilin A.N. and Volkova E.N. Possibilities of geoelectrical and seismo-electrical monitoring in investigations of the karst phenomena // Environmental Geology, V. 41, № 7, 2002, p. 760–764.

УДК 550.370: 550.343.6

О ПРИРОДЕ СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССА ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Е.Б. Чирков

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

Предложена формализованная методика обработки результатов мониторинга электротеллурических сигналов на установке профессора Варотсоса для контроля качественной картины вариаций НДС на площадках в сотни метров, позволяющая использовать метод с целью изучения пространственно-временных закономерностей краткосрочной стадии подготовки землетрясения и мониторинга вариаций НДС сейсмоактивных областей с целью решения проблемы краткосрочного прогноза. Получены законы распределения характеристик излучения источников сигналов и косвенные свидетельства высокой вероятности генерации SES трещинами.

Введение

Создание системы краткосрочного прогноза землетрясений является одной из самых насущных задач человечества. По мнению Seiya Uyeda [Uyeda, 2011], одного из наиболее авторитетных японских геофизиков, краткосрочный прогноз – это единственный вид прогноза, который необходим Японии. Для этого имеются достаточно серьезные основания. Временной интервал предсказания краткосрочного прогноза позволяет спасти человеческие жизни и предотвратить крупные катастрофы, связанные с потенциально опасной человеческой деятельностью. Это и наиболее надёжный прогноз, так как краткосрочные предвестники, наблюдаемые за сотни километров, свидетельствуют о том, что процесс разрушения неоднородности уже идёт масштабно и тектоническое землетрясение практически неизбежно.

Однако, несмотря на то, что краткосрочный прогноз землетрясений представляет собой насущную проблему для всего человечества, многолетние исследования в этом направлении не привели к успеху в её решении. Более того, авторитетная экспертная комиссия специалистов мирового уровня заключает [Jordan et al.,

2011] что, несмотря на более чем столетие исследований вопрос принципиальной возможности детерминистского прогноза до сих пор остается открытым. Комиссия констатирует, что надёжных методов прогноза и предвестников не выявлено, и, несмотря на свою рекомендацию о необходимости продолжения исследований в данном направлении на более фундаментальном уровне, считает создание системы детерминистского краткосрочного прогноза в ближайшем будущем невозможным.

В работе предложен новый подход к решению данной проблемы, направленный на изучение природы предвестникового сигнала с целью практического использования для мониторинга пространственно-временных закономерностей краткосрочной стадии процесса подготовки землетрясения. На основе анализа нескольких десятков тысяч сигналов надёжно выделенных источников получены данные, свидетельствующие о высокой вероятности генерации SES, аналогично акустической эмиссии, трещинами в массиве пород и законы распределения нескольких характеристик излучения источников сигнала. Формализация выделения и повышение информативности, надежности и оперативности выделения аномального всплесков активности всей совокупности источников сигналов обеспечивают новый уровень возможностей классификации и мониторинга пространственно-временных вариаций НДС в окрестности измерительной установки.

Данные и методы

Добросовестность работы и обоснованность вывода экспертной комиссии [Jordan et al., 2011], как и количество и разнообразие попыток решения проблемы краткосрочного прогноза за сто с лишним лет не оставляют надежды на случайную ошибку данного вердикта. Констатация отсутствия надёжного метода детерминистского прогноза без утверждения о его невозможности после столетних исследований в сочетании с пессимистическим прогнозом наводит на мысль о наличии методологической ошибки в имеющемся подходе к проблеме и необходимости его изменения.

Рассмотрим подход к проблеме прогноза на более общем уровне. Для формального апостериорного решения проблемы краткосрочного прогноза на основе анализа результатов наблюдений нам нужно достоверно выделить два ряда – ряд предвестников и ряд соответствующих им землетрясений, при достаточной длине рядов наблюдений и достоверных данных мы неминуемо должны были придти к определенному положительному или отрицательному выводу. За это время в разных регионах, в том числе и на специализированных полигонах в районах с достаточно высоким уровнем сейсмичности были неоднократно получены многолетние ряды наблюдений самых разных предвестников. Ряд землетрясений, подготовка которых может создать в пункте измерения заметные деформации или небольшое счётное число вариантов этого ряда, мы всегда можем сформировать благодаря наличию теории И.П. Добровольского [Добровольский, 1991]. Таким образом, в качестве возможных источников неудачи в решении проблемы краткосрочного прогноза остаются недостоверность выделения предвестниковых сигналов или непригодность данного подхода к проблеме в целом.

Определить какая из этих двух причин привела к неудаче на данном уровне общности невозможно, но ясно, что при изменении подхода надо начинать с повышения информативности аномалий и формализации их выделения. Субъективизм в выделении аномального сигнала является фактором, позволяющим занимать-

ся прогнозными исследованиями сколь угодно долго и без надёжного результата. Информативность образа аномального сигнала является характеристикой, определяющей наши возможности по разделению аномалий разной природы и оценке природы наблюдаемого сигнала. Без достаточной информативности образа аномалии мы не сможем выделить сигнал из помех и не получим достаточно информации для теоретических оценок механизма генерации или постановки лабораторных экспериментов с целью его детального изучения. Только после этого, поняв природу предвестника, мы сможем обоснованно выбрать положения пунктов наблюдения и разработать методику, позволяющую нам использовать метод для решения технической задачи контроля пространственно-временных вариаций НДС выбранного региона с целью исследования возможности краткосрочного прогноза землетрясений. Таким образом, повышение информативности образа аномалии и формализация её выделения являются первым и необходимым шагом для продвижения в решении проблемы краткосрочного прогноза с помощью выбранного метода мониторинга.

Если рассматривать возможные методы пригодные для реализации этого подхода, то следует отметить уникальный набор признаков, выделяющий мониторинг сейсмо-электрических сигналов SES из широкого спектра остальных методик краткосрочного прогноза. Прежде всего, это не имеющий мировых аналогов успешный опыт документированного реального прогноза группы, автора метода профессора Варотсоса, который предоставил для статистического оценивания данные реального документированного телеграммами прогноза места, времени и магнитуды.

В период (1987–1989 гг.) было проанализировано 28 предсказаний и сделан вывод [Aceves et al., 1996], что успешность предсказания метода VAN [Varotsos et al., 1981], названного по первым буквам фамилий авторов (Varotsos, Alexopoulos& Nomicos) систематически превосходит случайную для произвольного времени предсказания в интервале от 5 до 22 дней. Причем для 22 дней – success rate (отношение количества правильных прогнозов к их общему числу) составляет 67,9% при вероятности такого случайного предсказания на синтетическом каталоге $p < 0{,}07\%$. Эффективность предсказания, определяющая общую эффективность сети наблюдения (alarm rate – отношение числа предсказанных землетрясений к их общему числу), заметно растет с увеличением магнитуды: ($M > 5$ – 22, $M > 5{,}5$ – 50, $M > 5{,}8$ – 60%), что является косвенным свидетельством наличия физической связи между сигналами и землетрясениями.

Справедливой критике подвергались ручное выделение сигналов профессором Варотсосом и его интерпретация их природы и связи с процессом подготовки землетрясения. Однако статистический результат анализа реального документированного прогноза – вещь серьезная, свидетельствующая о наличии связи между сигналами и процессом подготовки и реальной эффективности технологии, а правильно ли профессор Варотсос интерпретирует причину её работоспособности вопрос не самый главный, поскольку это не повлияло на результативность реального прогноза.

Важными преимуществами является широкое распространение SES [Varotsos et al., 1981; Chirkov, 2004; Чирков, 2011] и их связь с вариациями НДС [Trique et al., 1999]: наличие формализованной методики выделения SES обладающей высокой помехозащищенностью [Chirkov, 2004], низкие требования к условиям в пунктах наблюдения и невысокая стоимость оборудования. Таким образом, мониторинг SES потенциально представляет собой недорогой и робастный метод полуколичественного контроля малых вариаций НДС для участков размерами в несколько сотен метров.

Для превращения потенциальных возможностей метода в реальные необходимо исследовать природу сейсмоэлектрических сигналов, повысить информативность образа аномалии и полностью формализовать обработку результатов измерений, чтобы исключить влияние субъективного фактора. Дело в том, что формализации выделения сигналов и разбиение их по источникам недостаточно, надо формализовано выделять аномалии активности выделенных источников, поскольку формализация выделения аномалий нужна нам для объективного различения вариаций НДС разной природы, в том числе связанных с процессами подготовки разных землетрясений. Эффективная формализация выделения аномалий предполагает возможность задания уровня выделения аномалии с помощью одного критерия сразу для всех источников излучения и возможно более быструю регистрацию аномальных проявлений с целью выделения пространственно-временной картины вариации НДС на площадке наблюдения. Поскольку контролируемые источники сильно отличаются по интенсивности излучения, наиболее естественно было бы реализовать такое выделение сигналов на основе использования законов распределения характеристик излучения источников. Теоретическая возможность такого подхода обусловлена единством физического механизма генерации наблюдаемых сигналов, поэтому при качественной аппроксимации законов распределения характеристик изучения источника мы можем получить ценную информацию о физике механизма генерации. Возможность практической реализации данного подхода зависит от того насколько хорошо мы разделяем сигналы разных источников, сколько данных мы сможем представить для каждого источника, насколько широкий спектр законов распределения мы сможем проверить. Данная работа представляет собой реализацию этой программы на основе анализа ограниченного объёма данных мониторинга по методике профессора Варотсоса (проводившегося на станции Карымшино совместно с японскими коллегами) и любезно предоставленного мне покойным Олегом Александровичем Молчановым.

Результаты

Разработка методики обработки данных измерений установкой профессора Варотсоса с целью выделения сигналов локальных источников может позволить получить информацию о природе сейсмоэлектрических сигналов и о пространственно-временной динамике краткосрочной стадии процесса подготовки землетрясения без организации многолетних дорогостоящих работ по мониторингу, так как помощью этой установки, благодаря усилиям профессора Варотсоса, реализованы длительные ряды наблюдений в Греции, Японии и на Камчатке.

Несмотря на то, что на предложенной мной измерительной установке я отработал все необходимые операции по выделению сигналов, разделению их по источникам и локации источников более десяти лет назад [Chirkov, 2004], повторение этой работы на установке профессора Варотсоса оказалось серьезной задачей. Трудности начались с выделением кластеров сигналов относящихся к отдельным источникам, где стало ясно, что выделение сигналов прошло с погрешностями, геометрия измерительной установки крайне неудобна для разделения сигналов по источникам и метод К-средних в этих условиях неработоспособен. Опробование еще нескольких способов кластеризации не дало заметного улучшения. Для решения этой проблемы была применена классификация по двум нечётким характеристикам: знаку сигнала на измерительных линиях и иерархии их абсолютных величин

(4096 градаций). В результате классификации было получено значительно больше кластеров (114 источников с количеством сигналов не менее 15000), чем можно было получить методами кластеризации. Они были проверены с помощью критериев для кластерного анализа и оказались намного лучше тех, которые получались при кластерном анализе. После исключения шума, путём отбрасывания кластеров с малым количеством сигналов, были сделаны оценки законов распределения сигналов по амплитуде и интервалов между сигналами по длительности для 8 наиболее мощных источников, излучивших за период наблюдения значительное количество сигналов (от 43434 до 106597). Было установлено, что каждый источник, характеризующийся определенным соотношением амплитуд сигналов на измерительных линиях, состоит из двух независимых источников, ответственных за положительные и отрицательные сигналы. Динамика этих пар источников, если оценивать её по количеству сигналов на временном масштабе месяцы–годы по форме вариации кажется идентичной, но при анализе на уровне суток–часов имеет существенные различия. Если учесть амплитуды сигналов с помощью расчета суммы амплитуд сигналов положительной и отрицательной полярности за сутки, то различия пар источников будут четко видны и на интервале месяцы–годы.

Для оценки законов распределения амплитуд были рассмотрены отдельно источники сигналов положительной и отрицательной полярности (16 источников с количеством сигналов от 20372 до 53677), проводились оценки для нескольких десятков распределений, в результате которых было установлено, что наилучшим образом распределение амплитуд сигналов источников описывается с помощью распределения Shifted Log-Logistic(alpha, beta, gamma). Диапазон вариации значений параметров невелик ($3 < alpha < 4$, $3{,}5E\text{-}4 < beta < 6{,}1E\text{-}4$, $3E\text{-}4 < gamma < 5{,}5E\text{-}4$). Важной особенностью излучения является то, что источник испускает наибольшее число сигналов не на минимальной амплитуде, что может быть связано с размером источника.

Оценки распределения интервалов между сигналами оценки проводились как для источника в целом, так и для источников с положительной и отрицательной полярностью отдельно (24 источника). Было установлено, что наилучшим образом для всех источников распределение интервалов между импульсами описывается с помощью распределения Dagum (k, alpha, beta). Диапазон вариации значений параметров также невелик ($0{,}46 < k < 0{,}73$, $1{,}28 < alpha < 1{,}67$, $0{,}005 < beta < 0{,}033$). Заметим, что параметры распределения амплитуд и интервалов для пары источников, различающихся полярностью, различаются.

Поскольку качество выделения кластера ничего не говорит нам о степени его внутренней однородности, с целью её оценки был проведен анализ полученных кластеров с помощью метода К-средних. Результаты анализа показали, что из-за погрешностей знаки небольших величин и небольшие различия амплитуд сигналов являются недостоверными. Стало ясно, что в этих условиях необходимо разработать не только дополнительный способ кластеризации, но и способ оценки качества полученного кластера, поскольку из-за высокого уровня шума при выделении сигналов четкая индикация целесообразности остановки кластеризации методом К-средних может отсутствовать. С одной стороны, кластеризацию имеет смысл остановить возможно раньше, так как большие кластеры дают более достоверные оценки законов и параметров распределения и существуют ситуации, когда с неоднородностью кластера можно смириться (мощный источник излучающий большое количество сигналов на фоне нескольких гораздо более слабых). С другой стороны, надо различать случаи, когда источник непригоден для мониторинга (объединение

двух-трех источников сопоставимой мощности или артефакт кластеризации методом К-средних, объединяющий много слабых источников и случайных сигналов).

Для оценки качества кластеров было решено использовать величины отклонения параметров законов распределения характеристик излучения за границу диапазона параметров для хорошо выделенных источников сигнала. Такой подход хорош тем, что для оценки качества выделения источника мы используем качество характеристик его излучения, то есть той характеристики, которую будем использовать для мониторинга. Для дальнейшего анализа была выбрана пара мощных, хорошо выделенных кластеров с сильными отличиями величин параметров распределений, характеризующих распределение амплитуд и промежутков между импульсами (почти покрывающими диапазон изменчивости параметров распределений всей совокупности источников). Для выделения кластеров внутри этих кластеров была проведена дополнительная кластеризация методом К-средних по соответствующим сигналам компонентам первичных измерений 20-ти разрядным АЦП, практически не содержащим погрешностей.

Для увеличения размерности образа аномалии и повышения эффективности отбраковки и валидации кластеров были определены законы и параметры распределений еще двух типов характеристик излучения. Связанные общим механизмом генерации две выделенные нами ранее характеристики (набор амплитуд сигналов и набор интервалов между сигналами) не являются независимыми, и характер их связи является важной характеристикой источника, тесно связанной с его «мощностью». Интуитивно ясно, что большей мощностью при заданном уровне вариации НДС обладает источник, который через фиксированный интервал времени выдает сигнал большей амплитуды или выдает сигнал той же амплитуды, но через меньший интервал времени. И в том, и в другом случае работает произведение амплитуды сигнала A на интервал времени до предыдущего сигнала T. Поскольку мы не знаем, какая характеристика наилучшим образом коррелирует с вариацией НДС, то рассмотрели все возможные сочетания до второй степени (AT, A2T, AT2, A2T2).

Ко второму типу характеристик излучения относится использованное нами дополнительно распределение расстояний до центра кластера (Dist), которое хорошо аппроксимировалось распределением Burr (k, alpha, beta). Включение этой характеристики связано с решаемой задачей – она хорошо характеризует степень однородности анализируемого кластера.

Для 20-ти выделенных кластеров были оценены законы распределений полного набора характеристик излучения. Кластеры, сильно отличающиеся от большинства по величине параметров для той или иной характеристики излучения, были отбракованы. Распределение расстояний до центра Dist показало свою эффективность по отношению к выделению артефактов кластеризации. Обнаружено, что наиболее чутким индикатором для случая, когда кластер содержит два или более источников сопоставимой мощности являются искажения параметров распределений, включающих T2 или T (T, AT, A2 T, AT2, A2T2). В результате проведенного анализа было отбраковано 4 кластера из 20, примечательно, что независимо и с совпадением критерия отбраковки, отбраковались источники, входящие в две пары.

После отбраковки были проанализированы 16 хорошо выделенных кластеров, содержащие не менее 6000 сигналов (общеё число сигналов 162574). Законы распределения для амплитуды сигналов и интервала между сигналами для них остались теми же, что и для кластеров, предварительно выделенных с помощью классификации, диапазоны изменения величин параметров немного сместились и сузились, что вполне соответствует физическим представлениям.

Поскольку, для исследуемых нами 16 хорошо выделенных источников сигналов, распределения AT, A2T, AT2, A2T2 хорошо описываются распределением Burr (k, alpha, beta), имеющим три параметра, это может служить косвенным свидетельством наличия физического смысла данных характеристик с учетом того, что распределения амплитуд и интервалов отдельно описываются также трехпараметровыми распределениями (Shifted Log-Logistic и Dagum, соответственно). Заметим также, что все эти распределения, описывающие активность единичного источника, – члены одного семейства распределений (Log-Logistic), параметр beta во всех распределениях является масштабирующим и форма описывается двумя остальными параметрами. Эта экономичность описания, наряду с малой изменчивостью величин параметров и сохранением законов распределения на смесях источников при большом количестве сигналов свидетельствует о хорошем качестве аппроксимации.

Полученные для 16 источников диапазоны изменения параметров полного набора распределений приняты для использования в качестве набора критериев отбраковки источников непригодных для мониторинга.

Обсуждение

В результате мы получили набор критериев для отбраковки и валидации выбранных источников и набор законов распределения всех характеристик излучения выделенных источников, что позволяет аккуратно отобрать источники, подходящие для ведения мониторинга, определить для каждого источника параметры распределений характеристик излучения и, задав единую величину вероятности превышения порога, получить выделения аномалий по всем характеристикам для всех источников одновременно со средней оперативностью выделения превышения порога для источника порядка величины среднего интервала между сигналами.

На основании анализа полученных результатов аппроксимации законов распределений можно сделать вывод о высокой вероятности излучения SES трещинами.

Поскольку установлена широкая распространенность SES [Varotsos et al., 1981; Chirkov, 2004; Чирков, 2011] и связь SES с вариациями НДС [Trique et al., 1999], а также установлено, что излучает сигналы пренебрежимо малая часть контролируемого массива, можно предположить, что излучение связано с широко распространенными концентраторами напряжения, в качестве которых можно представить жесткие контакты блоков пород и трещины.

Трещина более распространенная структура, коэффициент концентрации напряжений которой пропорционален отношению длины к ширине трещины и может достигать нескольких десятков [Клюев и др., 2005]. Установленная мной структура источника, состоящая из двух независимых источников разного знака с несинхронной генерацией, однозначно свидетельствует в пользу модели трещины, что подтверждается обнаруженным в данной работе наличием у источника предпочтительной амплитуды излучения сигнала и предпочтительного произведения амплитуды сигнала на интервал времени до предыдущего сигнала, косвенно свидетельствующими о наличии у источника характерного размера.

В этой связи неудивительно, что излучаемая трещиной АЭ имеет с SES общие черты: в ближней зоне АЭ сигналы имеют сходную с SES ступенчатую форму [Клюев и др., 2005]; при увеличении НДС в обоих случаях наблюдается увеличение дисперсии сигналов [Клюев и др., 2005; Чирков, 2011]; для оценки вариации

НДС в обоих случаях необходимо учитывать не только количество, но и амплитуды сигналов [Клюев и др., 2005; Чирков, 2010].

Заключение

В результате разработки методики отбраковки и валидации источников, пригодных для решения задач мониторинга, повышения информативности аномалии всплеска активности источника и формализации выделения аномальных всплесков активности значительно повышены возможности метода мониторинга на установке профессора Варотсоса в плане возможности изучения пространственно-временных закономерностей краткосрочной стадии подготовки землетрясения и получены косвенные свидетельства высокой вероятности генерации SES трещинами.

Литература

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения АН СССР. М. : Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта. 1991. – 224 с.

Клюев В.В. Неразрушающий контроль: Справочник: В 7 т. / под общ. ред. чл.-корр. РАН В.В. Клюева Т. 7: В 2 кн. Кн. 1: В.И. Иванов, И.Э. Власов Метод акустической эмиссии / Кн. 2: Ф.Я. Балицкий, А.В. Барков, Н.А. Баркова и др. Вибродиагностика. М. : «Машиностроение», 2005. – 829 с. : ил.

Чирков Е.Б. О возможности применения метода электротеллурического мониторинга для контроля НДС породного массива: материалы XX Межд. научной школы им. академика С.А. Христиановича (Крым, Алушта, 19–25 сентября 2010 г).

Чирков Е.Б. Оценка достоверности электротеллурических предвестников геодинамических явлений: материалы XXI Межд. научной школы им. академика С.А. Христиановича (Крым, Алушта, 19–25 сентября 2011 г.), с. 388–391.

Aceves R.L., Park S.K., Strauss D.J. Statistical evaluation of the VAN method using the historic earthquake catalog in Greece // Geophys. Res. Lett., V. 23, N 11, 1996. P. 1425–1428.

Chirkov Ye.B. The study of local sources of ULF geoelectric signals with steep fronts // Annals of Geophysics, vol. 47, N. 1, February 2004. P. 213–227.

Jordan T.H., Chen Yun-Tai, Gasparini P., Madariaga R., Main I., Marzoc-chi W., Papadopoulos G., Sobolev G., Yamaoka K., Zschau J. Operational Earth-quake Forecasting State of Knowledge and Guidelines for Utilization Report by the International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection (Rome, Italy 30 May 2011).

Seiya Uyeda. What Should We Do? Earthquake Prediction of Japan1Chuou Kouron (The Central Public Opinion), Published on March 10, 2011(a day before the 11 March super-giant Tohoku earthquake), http://www.geocities.jp/EMSEV2012/Uyeda.html.

Trique M., Richon P., Perrier F., Avouac J.P. & Sabroux J.C. Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes // NATURE, letters to nature. Vol. 399. 13 MAY 1999, p. 137–141.

Varotsos P., Alexopoulos K., and Nomicos K. (1981). Seismic electric currents, Proceedings of the Academy of Athens 56, pp. 277–286.

УДК 532.5+538.4+550.3

ОБЛАЧНЫЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ: ОТ АНАЛИЗА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ К ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИМ МОДЕЛЯМ

В.Л. Натяганов[1], А.Н. Скибицкий[1], И.В. Степанов[2], С.А. Шопин[3]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва
[2] ОАО «Российские космические системы», Москва
[3] Тульский государственный университет, Тула

В работе рассматриваются облачные сейсмотектонические индикаторы (ОСТИ) – новый тип предвестников землетрясений дегазационной природы, которые играют важную роль в эмпирической схеме краткосрочного прогноза. Приведены примеры космоснимков основных типов ОСТИ над разными сейсмоопасными регионами планеты, а также обсуждаются характерные сложности совместного анализа облачно-сейсмомагнитной обстановки с комплексом других литосферно-атмосферно-ионосферных признаков в целях краткосрочного прогноза землетрясений. Предложен теоретический подход к моделированию процесса формирования линейных ОСТИ над подводными литосферными разломами на основе уравнений пограничного слоя для плоской затопленной струи с учетом ее магнитогидродинамического взаимодействия с геомагнитным полем.

Введение

В эмпирической схеме краткосрочного прогноза (ЭСКП) землетрясений [Дода и др., 2013] были введены три новых геофизических понятия, которые отражают и три главные геофизические закономерности этой схемы:

– эффект D-триггера или прогноз наиболее вероятных дат d_* возможных землетрясений, которые определяются простой формулой

$$d_* = d_s + [(7 \vee 14 \vee 21) \pm 2] + 27n, \qquad (1)$$

где d_s – дата геоэффективных явлений на Солнце типа вспышек или корональных выбросов массы, значок «∨» означает логическую операцию «или», а число n Кэррингтоновых оборотов Солнца обычно равно 0;

– сейсмомагнитные меридианы (СММ) дают возможность предварительного прогноза места землетрясений и представляют собой проекции на геоид наиболее возмущенных в результате геоэффективных событий на Солнце силовых трубок геомагнитного поля, в зонах пересечения которых с границами литосферных плит (литосферными разломами) и происходят затем цепочки будущих землетрясений;

– облачные сейсмотектонические индикаторы (ОСТИ) или сейсмоиндуцированные структуры [Дода и др., 2013] являются новым и самым информативным типом предвестников землетрясений дегазационной природы, которые дают не только дополнительную локализацию возможных эпицентров землетрясений в местах пере-

сечения литосферных разломов с зоной действия СММ шириной ±3°, но и позволяют оценить с точностью ±0,2 потенциальную магнитуду M по простой формуле

$$M = \ln L/L_0 \Leftrightarrow L/L_0 = \exp M,\ L_0 = 1 \text{ км}, \quad (2)$$

где L – максимальный характерный линейный размер ОСТИ.

Подчеркнем, что алгоритм расчета СММ по 3-х часовым K_p индексам возмущений геомагнитного поля кратко описан в [Дода и др., 2013]. Там же представлен топологический вид СММ с зонами в ±3° их действий и случившимися землетрясениями за период 09–26 мая 2011 г. Формула D-триггера (1) дополнена однонедельной гармоникой в [Doda et al., 2015; Дода и др., 2016]. Обычно используемый в рамках ЭСКП дополнительный комплекс литосферно-атмосферно-ионосферных (ЛАИ) признаков в ходе сейсмопрогнозного эксперимента по Тайваню, представлен на композите в [Doda et al., 2011], а методика анализа ЛАИ признаков и прогнозирования по ЭСКП подробно описаны в [Дода и др., 2011].

Эти публикации преследовали разные цели: если в [Дода и др., 2013] при $M \geq 6$ проверялась эффективность ЭСКП и ее основных геофизических закономерностей (эффект D-триггера, расчет СММ и выявление ОСТИ на космоснимках) в различных сейсмоопасных регионах планеты с учетом ЛАИ признаков, то в [Дода и др., 2016; Doda et al., 2015] и соответственно в [Doda et al., 2011] анализировалась возможность прогноза землетрясений без пропуска сейсмособытий с $M \geq 7+$ по Камчатке и с $M \geq 6$ по Тайваню. Приоритетный характер ЭСКП и ее основных геофизических закономерностей подтвержден патентом РФ «Способ краткосрочного прогноза землетрясений» за № 2611582 от 28.02.2017 г., а эффективность использования ОСТИ в краткосрочном прогнозе признается и другими исследователями [Пулинец и др., 2014].

Заметим, что формула (2) в ее второй записи фактически является обобщением на ОСТИ известной формулы Добровольского [Добровольский, 1991] при $M \geq 5$ и замене $L = R$, где R: 700 км – радиус зоны проявления предвестников землетрясений деформационной природы в земной коре, которые далеко не просто бывает отследить, особенно в оперативном порядке для целей именно краткосрочного прогноза. Для внутриплитовых и глубокофокусных землетрясений в Охотском море [Дода и др., 2016] ОСТИ часто являются более размытыми, чем при коровых землетрясениях, и обычно наблюдаются в мерцающем режиме, меняя при этом свой тип – геометрическую конфигурацию и диапазон наблюдаемости, а точность прогноза эпицентров землетрясений по ЭСКП уменьшается из-за отсутствия однозначной привязки возникающих ОСТИ к зонам пересечения СММ с ближайшими границами литосферных плит [Дода и др., 2016].

ЭСКП позволяет в первом приближении и дистанционным образом получить ответы на главные вопросы прогноза: когда? где? какой силы? А уточнения по месту и магнитуде возможны при учете комплекса ЛАИ признаков локального характера в мониторинговом регионе, но для этого необходимо наладить оперативный взаимообмен геофизической информацией между различными группами исследователей.

Морфологическая классификация и примеры характерных типов ОСТИ

В Научном центре оперативного мониторинга Земли (НЦ ОМЗ) Роскосмоса была сформирована инициативная группа, которой сначала были обнаружены, а

потом в мониторинговых экспериментах проверены [Дода и др., 2009] основные геофизические закономерности ЭСКП. Важным шагом в завершении прогнозной эффективности этой схемы стала формула (2) для расчета потенциальных значений M будущих землетрясений по характерным размерам ОСТИ, а созданный в НЦ ОМЗ электронный каталог ОСТИ позволил провести их морфологическую классификацию [Степанов, 2011] на основе ретроспективного анализа их повторяемости в различных сейсмоопасных регионах планеты. К основным типам ОСТИ, зафиксированным с 2001 г. на космоснимках, относятся: линейные и уголковые, 3 и 4-х угольные, асимметричные, гребенчатые и ОСТИ в виде щелей или провалов ясного неба на фоне сплошной облачности. На рис. 1–3 представлены некоторые из этих типов облачности, выявленные в ходе мониторинговых и сейсмопрогнозных экспериментов по ЭСКП над различными сейсмоопасными регионами планеты.

На рис. 1 представлен характерный тип линейно-уголкового ОСТИ перед мощным землетрясением с M = 8,3 в виде «хоккейной клюшки» с указанием на Саппоро, который с некоторым поворотом топологически трассирует энерговозбужденный участок (выделен жирной линией белого цвета) подводной границы литосферных плит. Линейные ОСТИ часто наблюдались в ходе сейсмопрогнозных экспериментов по Тайваню (см. в [Doda et al., 2011] космоснимки на рис. 2 и 3) и по Камчатке даже при подготовке глубокофокусных землетрясений в Охотском море. На карте с анализом облачной и сейсмомагнитной обстановки в [Дода и др., 2009] виден на юге Камчатки достаточно размытый линейный ОСТИ практически широтного простирания и длиной *L*: 1200 км, что по формуле (2) давало оценку M = 7,1±0,2 и по верхней грани точно совпало с реальным значением.

За месяц до рекордного Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. с M = 8,3 был зафиксирован линейный ОСТИ, «перечеркивающий» всю Камчатку (космоснимки см. в [Дода и др., 2016; Дода и др., 2015]) с северо-запада на юго-восток, в зоне наблюдения которого 21.05.2013 г. произошла серия из четырех коровых землетрясений с M = 6,0±0,2 и глубиной очагов от 10 до 40 км. Подчеркнем, что эта серия случилась после роя 16–19.05.2013 г. из трех десятков землетрясений в Охотском море с диапазоном $4 \leq M \leq 6$ и ровно через сутки после пролонгации

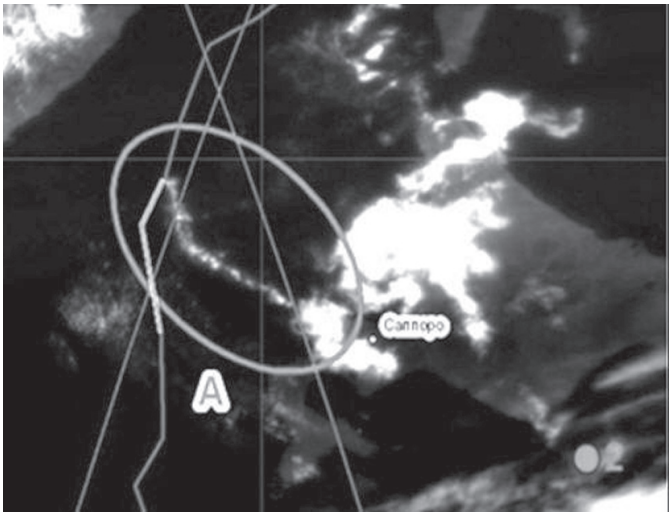


Рис. 1. Характерный ОСТИ перед землетрясением 25.09.2003 г. вблизи Хоккайдо

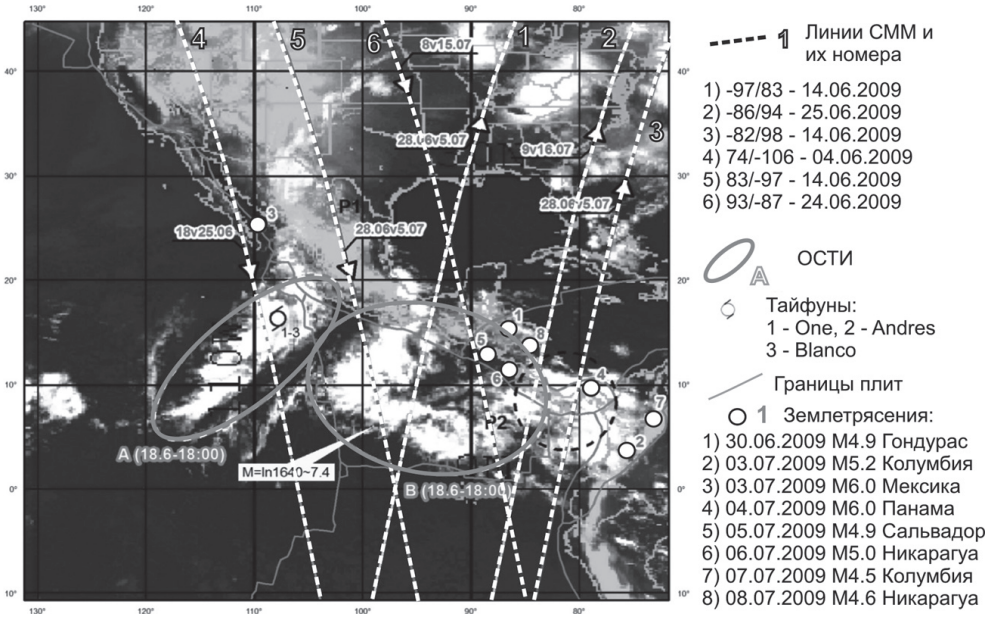


Рис. 2. Сейсмомагнитная и облачная обстановка в Центральной Америке летом 2009 г.

официального прогноза в Российском экспертном совете по прогнозу землетрясений, оценке сейсмический опасности и риска (РЭС) с потенциальным значением M = 7,4+ и реализацией до 16.06.2013 г. Поводом к пролонгации в РЭС вроде бы уже оправдавшегося прогноза послужили новые СММ, накрывшие Камчатку, и новые ЛАИ признаки (подробности см. в [Дода и др., 2016; Дода и др., 2015]), что свидетельствовало о приближении более мощного землетрясения, которое и реализовалось 24.05.2013 г. с M = 8,3 в Охотском море.

Еще более сложной для анализа была облачная и геомагнитная обстановка в ходе сейсмопрогнозного эксперимента по району Центральной Америки летом 2009 г., представленная на рис. 2. Тогда прогнозную зону накрыли 6 различных СММ в период 04–24.06.2009 г., поэтому землетрясения с учетом двух- и трехнедельных гармоник по формуле (1) могли произойти в промежутке 16.06–18.07 (на рис. 2 вероятные даты указаны вдоль каждого СММ). Однако официальный прогноз в РЭС был далеко не случайно зарегистрирован по трем СММ от 14.06 с крайней датой реализации 05.07±2 суток. Подчеркнем, что два землетрясения с M = 6,0 произошли в указанные срок, причем три серийных тайфуна в зоне А первого ОСТИ асиметричного типа у берегов Калифорнии снизили потенциальное значение M = 6,7 до реального M = 6,7; а в зоне В второго ОСТИ типа «окна» с потенциальным значением M = 7,4 дополнительно произошла серия из четырех землетрясений с $M \leq 5$.

Подобный развал прогнозируемого сильного землетрясения при наличии нескольких СММ с близкими датами на серию более слабых наблюдался и при других сейсмопрогонозных экспериментах. Снижение реальных магнитуд и даже замена прогнозируемой по ЭСКП сейсмической активности на вулканическую (см. в Таблице [Дода и др., 2013] случаи №№ 14 и 26 по Камчатке) были зафиксированы и в ряде других сейсмоопасных регионах планеты (Италия, Исландия, Чили,

Япония) с действующими вулканами [Doda et al., 2015; Натяганов и Нечаев., 2015]. Обобщения таких эмпирических фактов в [Дода и др., 2013] сформулированы в качестве важных геофизических выводов.

Некоторый сбой дат и уменьшение реальных магнитуд по сравнению с прогнозными величинами был также зафиксирован при прохождении мощных тайфунов вблизи ОСТИ и в других сейсмоопасных регионах планеты (см. в [Doda et al., 2011] пример по Тайваню). При этом часто траектории движения тайфунов испытывали значительный излом, как будто натыкались на некоторую невидимую стену, а дальше проходили обычно вдоль протяженных границ ОСТИ. Учитывая огромную энергетику тайфунов, этот эмпирический факт пока не нашел строгого теоретического обоснования, если не считать общих в океанологии фраз, что траектории движения тайфунов и ураганов плохо предсказуемы, а при своем движении они «выбирают» более прогретые участки приповерхностных слоев океана.

Характерным примером быстрой изменчивости различных типов ОСТИ и диапазона их наблюдаемости является сложная облачная обстановка 18–20.02.2011 г. в небе над Японией перед цунамигенным мегаземлетрясением Тохоку 11.03.2011 г. Наглядный анализ облачной и сейсмомагнитной обстановки кратко представлен на рис. 3, где в инфракрасном диапазоне на космоснимке за 20.02 в зоне С явно виден линейный ОСТИ, который не наблюдался в видимом спектре. Длина L этого ОСТИ была в диапазоне 1500–2000 км, что давало потенциальное значение $7{,}3 \leq M \leq 7{,}6$, а мощный форшок 09.03.2011 г. с M = 7,2 произошел именно под этим ОСТИ. Тогда как 4-х угольное «окно» в зоне А за 18.02, которое через сутки заполнилось облачной L-образной структурой давали меньшие значения потенциальных магнитуд. Однако 10.03 новый СММ от мощной геомагнитной бури точно прошел над эпицентром этого форшока, что вместе с другими факторами и послужило триггером следующего землетрясения с образованием волн цунами и техногенной аварией на АЭС. По свежим следам уроки этого цунамигенного землетрясения были проанализированы в [Дода и др., 2011; Натяганов и др., 2011].

В НЦ ОМЗ алгоритм расчета СММ по геомагнитным возмущениям и наиболее вероятных дат будущих землетрясений по формуле (1) был доведен до автоматизированного режима. Тогда как поиск на космоснимках и идентификация ОСТИ в зонах пересечения СММ с границами литосферных плит осуществлялся оператором визуально путем анализа изменения облачной обстановки на последовательном ряде космоснимков в мониторинговой зоне и сопоставления с электронным каталогом характерных типов ОСТИ для данного региона. Одним из немногих исключений, когда результаты визуального анализа космоснимков совпали с попыткой автоматизированного поиска ОСТИ, является редкий тип в виде треугольного «окна» в облачности 21.06.2012 г. (космоснимок см. в [Натяганов и Нечаев, 2015]) над Камчаткой, где по ЭСКП в период 18.06–26.06 произошел ряд землетрясений с max M = 6,1 в соответствии с официальным прогнозом в РЭС, а также 25.06.2012 г. резко активизировался вулкан Шивелуч.

Основной проблемой на пути автоматизированного поиска ОСТИ является сложность алгоритмической формализации их характерных признаков в условиях расплывчатой неопределенности с учетом частой смены типов ОСТИ, диапазона их наблюдаемости и возможных разворотов относительно энерговозбужденных границ литосферных плит, а также сильной изменчивости атмосферных ветров вблизи океанических побережий или серьезных орографических эффектов в сейсмоопасных регионах с гористой местностью.

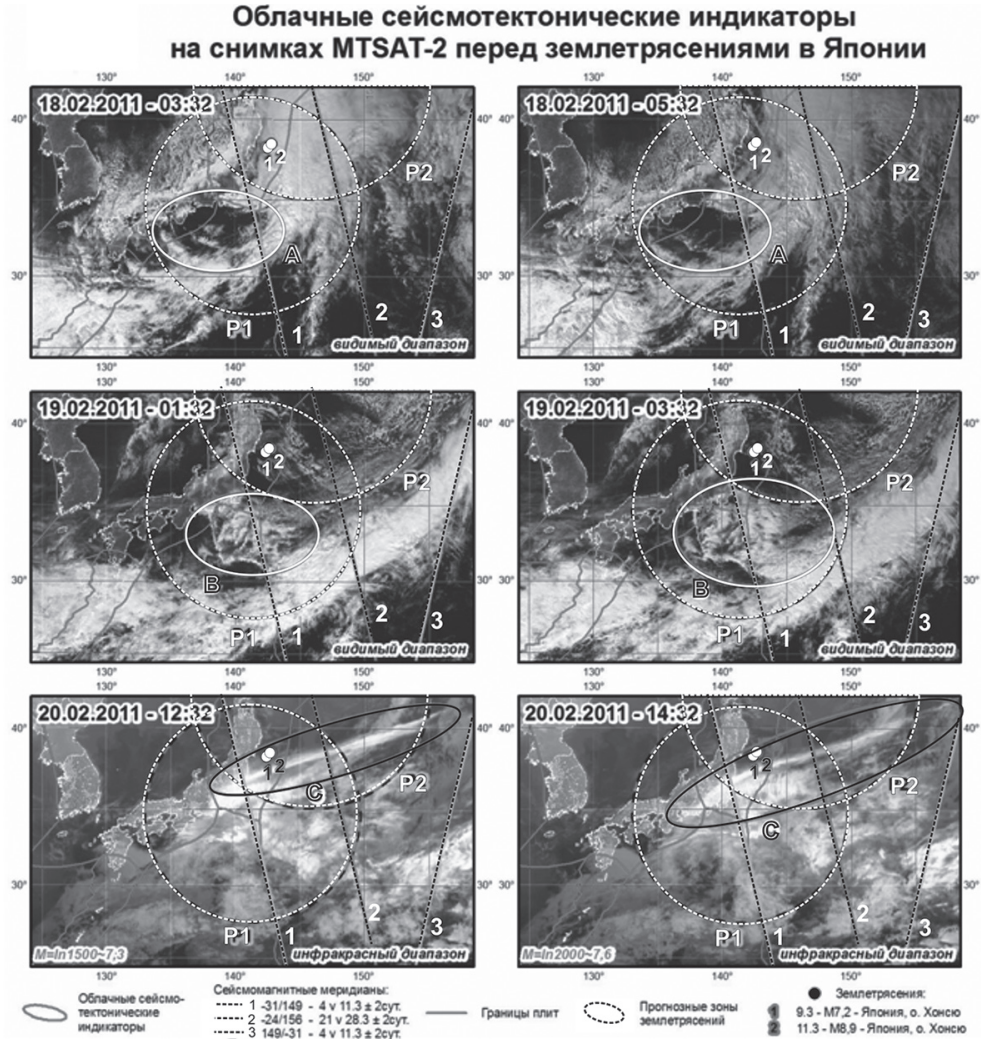


Рис. 3. Сейсмомагнитная и облачная обстановка перед мегаземлетрясением Тохоку

Дегазационная модель формирования линейных ОСТИ

Если предположить, что глубинная дегазация из подводного разлома происходит квазистационарно в виде высачивания более нагретого и соленого флюида по типу «черных курильщиков» с растворимым газом и малой долей микропузырей, то дегазационная модель формирования линейных ОСТИ над протяженными подводными литосферными разломами при разумных физических предположениях может быть построена с использованием приближения пограничного слоя [Шлихтинг, 1969] для плоских затопленных струй на основе МГД-уравнений [Щербинин, 1973].

Задача при этом распадается на две части: подводную и надводную. Для подводной части считается, что электропроводность морской воды σ линейно связана с продольной скоростью *u* в зоне затопленной дегазационной струи, а осталь-

ные эффективные и определяющие задачу параметры (плотность ρ и вязкость ν) внутри и вне зоны дегазационной струи считаются одинаковыми. При выходе этой струи в атмосферу проводимость считается постоянной и рассматривается схема типа струйного течения из сопла конечной ширины при наличии спутного потока с морской поверхности, обусловленного процессами испарения и брызгообразования.

Геометрия подводной части задачи (затопленная струя распространяется вертикально вверх со скорость u вдоль оси x, геомагнитное поле направлено горизонтально вдоль оси y, а литосферный разлом – вдоль оси z) приводит к уравнениям МГД-погранслоя и граничным условиям вида:

$$\begin{cases} u\dfrac{\partial u}{\partial x}+\upsilon\dfrac{\partial u}{\partial y}=\nu\dfrac{\partial^2 u}{\partial y^2}-\dfrac{\sigma B_0^2}{\rho}u, \\ \dfrac{\partial u}{\partial x}+\dfrac{\partial \upsilon}{\partial y}=0, \\ y=0:\upsilon=\dfrac{\partial u}{\partial y}=0; \quad y\to\pm\infty: u=\dfrac{\partial u}{\partial y}\to 0. \end{cases} \tag{3}$$

Задача (3) при $\sigma=\sigma_0 u$ замыкается интегральным условием

$$\frac{d}{dx}\int_{-\infty}^{\infty}u^2dy=-N(x)\int_{-\infty}^{\infty}u^2dy,$$

где $N=\sigma_0 B_0^2/\rho$. Это условие является обобщением закона сохранения импульса [Шлихтинг, 1969] в поперечных сечениях струи. Автомодельное решение задачи (3) для функции тока вида $\psi=\nu h(x)f(\eta)$, где $\eta=y/\delta(x)$ и при степенных зависимостях $h(x)$ и $\delta(x)$ описывается системой

$$\begin{cases} \dfrac{d^3f}{d\eta^3}+\alpha f\dfrac{d^2f}{d\eta^2}-\beta\left(\dfrac{df}{d\eta}\right)^2=0, \\ \rho h^2(x)=I_0\delta(x)\exp(-Nx), \\ \eta=0:f=\dfrac{d^2f}{d\eta^2}=0; \quad \eta\to\pm\infty: \dfrac{df}{d\eta}\to 0, \end{cases} \tag{4}$$

где $df/d\eta=u/u_{max}$, I_0 – начальное значение импульса при $x=0$, а коэффициенты α и β постоянны и удовлетворяют условию $\alpha+\beta=0$. При $\alpha=-\beta=1/3$ из (4) получаем почти классическое уравнение Шлихтинга [Шлихтинг, 1969]

$$\frac{d^3f}{d\eta^3}+\frac{1}{3}\left[f\frac{d^2f}{d\eta^2}+\left(\frac{df}{d\eta}\right)^2\right]=0 \quad\Rightarrow\quad f(\eta)=f_*\cdot\mathrm{th}\left(\frac{\eta f_*}{6}\right), \tag{5}$$

где $f_*=f(\infty)$, а без учета геомагнитного поля (при $N\to 0$) имеем следующие асимптотики

$$\psi=\nu h(x)\cdot f\left(\frac{y}{\delta(x)}\right)\ \to\ 2\nu a x^{1/3}\mathrm{th}\left(\frac{ay}{x^{2/3}}\right), \quad u\ \to\ \frac{2a^2}{3x^{1/3}}\mathrm{sch}^2\left(\frac{ay}{x^{2/3}}\right),$$

что совпадает с классическим результатом [Шлихтинг, 1969], а параметр $a \sim f_*^3$ характеризует угол раствора плоской дегазационной струи.

Для надводной части задачи при постоянном спутном потоке итоговый результат (5) дает и начально-граничное условие (при выборе конкретных значений f_* и u_{max}) теперь уже для уравнения плоского атмосферного погранслоя, которое некоторой заменой переменных сводится к однородному уравнению типа теплопроводности с переменной x вместо времени.

При выполнении ряда дополнительных условий атмосферная струя может достигнуть высот с температурой точки росы, где и начнется процесс конденсации. Конкурирующие процессы испарения и конденсации микрокапель с учетом их размера и электрического заряда рассмотрены в [Natyaganov et al., 2013], где показано, что при ясном небе могут возникать линейные ОСТИ, а при сильной облачности – ОСТИ в виде «щелей» ясного неба по типу провалов в облачности.

Заключение

На основе анализа различных типов ОСТИ, зафиксированных на космоснимках в результате многочисленных мониторинговых и сейсмопрогнозных экспериментов по ЭСКП получен вывод, что ОСТИ имеют дегазационно-электромагнитную природу. Для линейных ОСТИ над подводными литосферными разломами предложена теоретическая модель дегазационного механизма их образования на основе уравнений МГД-погранслоя для плоской затопленной струи.

Литература

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М. : ИФЗ АН СССР, 1991. – 220 с.

Дода Л.Н., Мартынов О.В., Пахомов Л.А., Натяганов В.Л., Степанов И.В. Наземно-космический мониторинг и прогноз мегаземлетрясения в Японии 11 марта 2011 г. // Наука и технологические разработки. 2011. Т. 90. № 1. С. 35–44.

Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Бобровский В.С., Шопин С.А. Геофизические признаки сильнейшего глубокофокусного Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: материалы конференции; Восьмые научные чтения памяти В.П. Булашевича. Екатеринбург: УРО РАН. 2015. С. 116–120.

Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Степанов И.В. Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений // Доклады Академии наук. 2013, т. 453. № 5. С. 551–557.

Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Шопин С.А. Результаты сейсмопрогнозного эксперимента по Камчатке // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469. № 6. С. 729–733.

Дода Л., Новикова Н., Пахомов Л., Степанов И. Космический мониторинг предвестников землетрясений // Наука в России. 2009. № 6. С. 30–37.

Натяганов В.Л., Дода Л.Н., Степанов И.В. Уроки цунамигенного землетрясения 11.03.2011 в Японии // Техносферная безопасность, надежность, качество, энергосбережение: материалы межд. научно-практической конференции, выпуск XIII, т. 2. Ростов-н/Д : Ростовский государственный строительный университет. 2011. С. 212–217.

Натяганов В.Л., Нечаев А.М. Возможные механизмы взаимозависимости сейсмической и вулканической активности // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. вып. № 25. С. 66–70.

Пулинец С.А., Узунов Д.П., Давиденко Д.В., Дудкин С.А., Цадиковский Е.И. Прогноз землетрясений возможен?! М. : «Тровант». 2014. – 144 с.

Степанов И.В. Геоинформационное обеспечение мониторинга землетрясений с использованием материалов дистанционного зондирования Земли: дис. канд. географ. наук. М. : МГУ. 2011. – 179 с.

Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М. : Наука. 1969. – 742 с.

Щербинин Э.В. Струйные течения вязкой жидкости в магнитном поле. Рига : Зинатне. 1973. – 304 с.

Doda L.N., Dushin V.R., Natyaganov V.L., Smirnov N.N., Stepanov I.V. Earthquakes forecasts following Space and ground-based monitoring // Acta Astronautica. V. 69. № 1–2. 2011. P. 18–23.

Doda L.N., Malashin A.A., Natyaganov V.L., Stepanov I.V. Seismotectonics and Ground-Space Monitoring of Signs of Natural Disasters in the Earth // Acta Astronautica. 2015. V. 109. P. 254–263.

Natyaganov V.L., Doda L.N., Stepanov I.V., Golovin A.M., Timokhin E.V. Morphological Classification of Cloud Seismotectonical indicators and possible mechanisms of their Formation // Потоки и структуры в жидкостях: материалы межд. конф. (Санкт-Петербург, 25–28 июня 2013 г.). М. : МАКС Пресс. 2013. С. 219–221.

УДК 550.34

СМЕНА ВРЕМЕН ГОДА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ТРИГГЕР ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ (M ≥ 6) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ОЦЕНКА ЕЕ СЕЙСМОПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ЗНАЧИМОСТИ (НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА)

Ю.К. Серафимова

Камчатский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (КФ ФИЦ ЕГС РАН),
Петропавловск-Камчатский

На примере Курило-Камчатского региона исследуется внутригодовое распределение сильных ($M \geq 6$) землетрясений. Особенностью методического подхода является использование астрономических времен года, которые определяются датами солнцестояния и равноденствия. Показано, что зависимость между определенной фазой сезона и возникновением сильных землетрясений является статистически значимой для землетрясений $M_L \geq 5{,}8$ для Камчатки и $M \geq 6{,}5$ для Курильских островов. Результаты ретроспективной оценки эффективности сейсмопрогностического признака «смена сезонов» показывают возможность его использования в практике работы специализированных советов при прогнозировании времени возникновения сильных землетрясений Камчатки.

Введение

В последние годы у исследователей интерес вызывает изучение влияния на сейсмичность периодических и квазипериодических природных ритмов. В ряде работ показано, что возникновение сильных землетрясений связано с определенными фазами таких долгопериодных природных ритмов как, например, 18,6-летний лунный цикл, 11-летний цикл солнечной активности, а также их долей и кратных. При этом не остаются без внимания и относительно короткопериодные воздействия, например, в течение времени не более одного года.

Характерной особенностью такой связи является статистически значимая приуроченность сильных сейсмических событий к фиксированным интервалам фаз указанных циклов. Значимость таких эффектов оценивается, как правило, на основе проверки гипотезы о равномерности распределения землетрясений в пределах наложенных друг на друга циклов. При наличии достаточно длительных рядов наблюдений выявление статистически значимых фазовых интервалов, в течение которых происходят наиболее сильные землетрясения, дает возможность осуществлять долгосрочный сейсмический прогноз. В работе [Серафимова, 2015] приводится краткий обзор и обобщение результатов анализа связи определенных фазовых интервалов различных природных ритмов с возникновением сильных землетрясений, произошедших в Курило-Камчатском регионе и в мире. Вместе с тем, вопросы использования выявленных закономерностей для оценки опасности возникновения сильных землетрясений в реальном времени и повышения эффективности их прогнозирования остаются открытыми.

Используемые данные, методика исследований и полученные результаты

Традиционно внутригодовое распределение землетрясений анализируется по календарным месяцам года, либо по некоторым дискретным интервалам различной продолжительности, см., например, [Андреева и др., 2009; Левин и др., 2005; Федотов, 1965].

В работе исследуется внутригодовое распределение сильных $M \sim 6$ и более землетрясений на примере Курило-Камчатского региона по временам года (сезонам). Особенностью методического подхода является использование астрономических времен года, которые определяются датами солнцестояния и равноденствия.

В работах [Серафимова, 2013; 2015а; 2016] подробно описаны исходные данные, представленные выборками из каталогов землетрясений Камчатки и Курильских островов, а также методика исследования. Напомним ее основные элементы. В работе приняты следующие даты начала и окончания астрономических сезонов [Куликовский, 1961]: зима – 22 декабря–20 марта; весна – 21 марта–21 июня; лето – 22 июня–22 сентября; осень – 23 сентября–21 декабря.

На рис. 1 приводится схема расположения районов, в пределах которых производились выборки землетрясений. Выборка камчатских землетрясений с $M_L \geq 5{,}6$ ($K_S^{Ф68} \geq 12{,}6$) проводилась из каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН [http://emsd.ru/seismicity/katalogi-zemletryaseni] за период 01.01.1962–31.12.2012 гг. для глубин 0–700 км и включает 158 событий. В региональном каталоге КФ ГС РАН энергетические характеристики землетрясений представлены в величинах класса $K_S^{Ф68}$ по классифи-

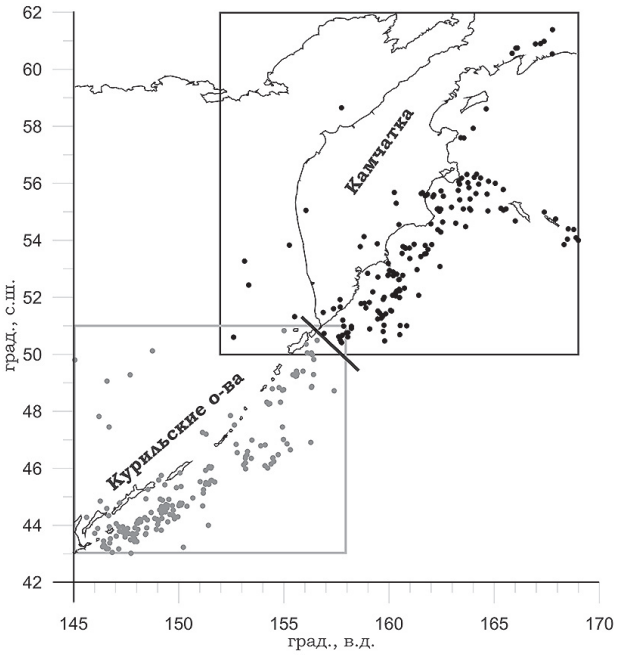


Рис. 1. Схема расположения районов и эпицентров сильных ($M_L \geq 5{,}6$) землетрясений Камчатки за период 01.01.1962–31.12.2012 гг. (черный прямоугольник, черные точки) и Курильских островов за период 01.01.1973–31.12.2012 гг. (серый прямоугольник, серые точки)

кации С.А. Федотова, связанного с локальной магнитудой M_L эмпирической зависимостью $M_L = 0{,}5\ K_S^{\Phi 68} - 0{,}75$ [Гусев и Мельникова, 1990].

Выборка землетрясений с магнитудами $M \geq 6.0$ для района Курильских островов проводилась из каталога USGS [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/] за период 01.01.1973–31.12.2012 гг. для глубин 0–600 км и включает 177 событий.

Для каждого землетрясения рассчитывалось значение фазы сезона, в котором оно произошло. Если принять продолжительность сезона за единицу, то фаза любого события рассчитывается как отношение разности времени между возникновением события и началом соответствующего сезона к продолжительности сезона:

$$\varphi_{соб} = (\tau_{соб} - \tau_{нач.\ сезона})/T_{сезона},$$

где $\varphi_{соб}$ – значение фазы события, $\tau_{соб}$ – дата события, $\tau_{нач.\ сезона}$ – дата начала сезона, $T_{сезона}$ – продолжительность сезона в сутках. Далее с учетом энергетических параметров землетрясений строились гистограммы их распределения по диапазонам фаз сезонов [Серафимова, 2013].

Анализ распределения сильных землетрясений Камчатки и Курильских островов в зависимости от диапазонов фаз астрономических сезонов показал, что переход от осени к зиме и, в меньшей степени, от весны к лету, можно рассматривать как фактор, обуславливающий повышенную частоту их возникновения [Серафимова, 2013; 2015а]. На рис. 2 приводится распределение землетрясений в зависимости от их энергетических параметров и диапазонов фаз астрономических сезонов, полученное методом наложения эпох для всех времен года в целом. Обращает внимание увеличение количества землетрясений к началу и к концу сезонов для всех энергетических уровней и всех астрономических сезонов.

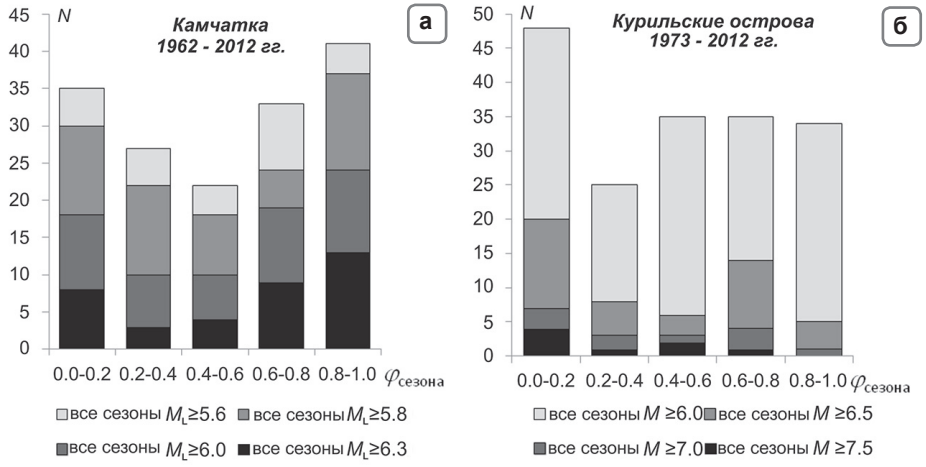


Рис. 2. Распределение землетрясений в зависимости от их энергетических параметров и диапазонов фаз астрономических сезонов, полученное методом наложения эпох. Распределение камчатских землетрясений (а); распределение землетрясений Курильских островов (б)

Оценки статистической значимости распределения землетрясений Камчатки и Курильских островов для различных энергетических уровней по диапазонам фаз астрономических сезонов проводились с использованием непараметрического критерия χ^2. За нулевую гипотезу принималось предположение о равномерном распределении событий. Проведенный анализ установил статистически значимую связь между определенными диапазонами фаз астрономических сезонов и моментами возникновения сильных землетрясений с $M \sim 6$ и более для Камчатки и с $M \geq 6{,}5$ для Курильских островов (рис. 2), что может найти применение при прогнозировании сейсмической активности [Серафимова, 2013; 2015а]. Так как основной целью настоящей работы является оценка возможности использования такой связи в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений, оценим практическую значимость выявленного эффекта для его использования при прогнозировании времени сильных землетрясений.

Назовем отношение интенсивности потока землетрясений в заданном диапазоне фаз астрономического сезона к общему потоку событий за весь анализируемый период **надежностью оценки связи между конкретным диапазоном фаз и возникновением сильных землетрясений (*R*)**.

Средняя интенсивность потока событий за весь период наблюдений,

$$I_{ср} = N/T,$$

где N – число землетрясений за весь период наблюдений, шт., T – продолжительность периода наблюдений, годы. Интенсивность потока событий в конкретном диапазоне фаз сезона, например, 0,0–0,2 за весь период наблюдений определяется как

$$I'_{0,0-0,2} = N'_{0,0-0,2}/T',$$

где $N'_{0,0-0,2}$ – число землетрясений в диапазоне фаз 0,0–0,2 в сезоне, шт., T' – продолжительность диапазона фаз сезона с дискретностью 0,2 (в годах) за весь период

наблюдений, определяется как ($T_{\text{сезона}} \times 0{,}2 \times T$)/365. Величина параметра R определяется как

$$R_{0,0-0,2} = I'_{0,0-0,2}/I_{\text{ср}}.$$

Изменение параметра R для землетрясений Камчатки и Курильских островов в течение года приведены на рис. 3. Для камчатских землетрясений с $M \sim 6{,}0$ и более максимальные значения параметра R соответствуют переходам от осени к зиме и от весны к лету (рис. 3, а). Это не противоречит высказанным ранее [Серафимова, 2013; 2015а] предположениям о связи между сменой астрономических сезонов и возникновением сильных землетрясений на Камчатке. Для землетрясений с $M \geq 6{,}5$ из района Курильских островов наибольшие значения параметра R получены для начала весны (рис. 3, б). Эффект увеличения параметра R в периоды смены сезонов рассматривается в качестве сейсмопрогностического признака с оценкой его ретроспективной эффективности для прогнозирования сильных землетрясений по [Гусев, 1974].

Для каждой выборки землетрясений с учетом их энергетических параметров и для каждой из рассматриваемых смен сезонов (осень–зима, зима–весна, весна–лето и лето–осень) анализировалось соответствие наличия или отсутствия прогности-

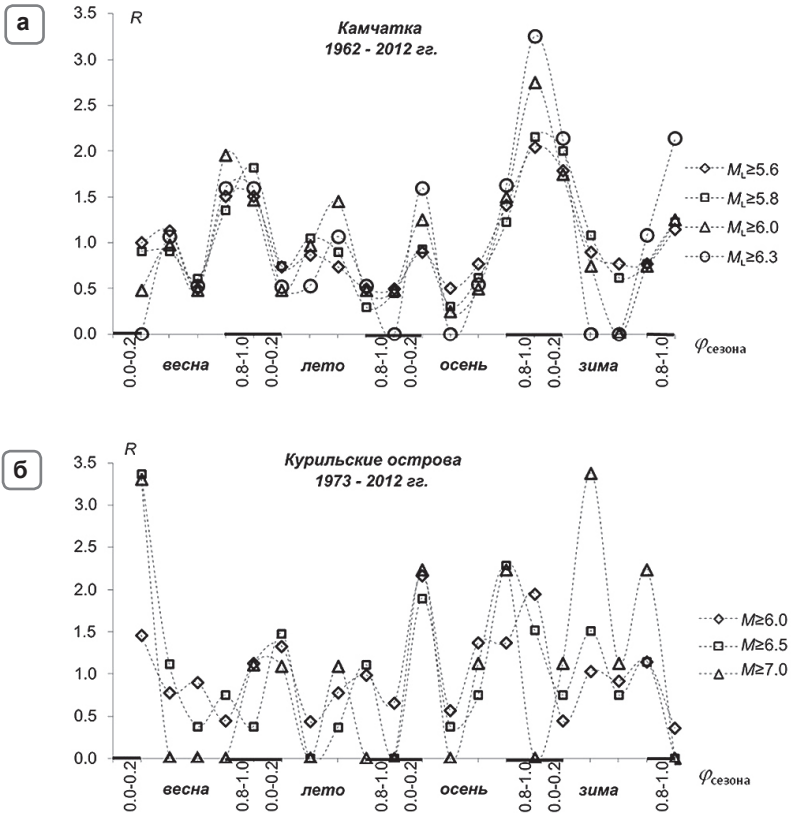


Рис. 3. Изменение параметра надежности оценки связи между отдельными диапазонами фаз астрономических сезонов и возникновением землетрясений (R): а – Камчатки, б – Курильских островов. Жирными горизонтальными линиями выделены диапазоны фаз, соответствующие периодам смены сезонов («опасные» диапазоны фаз)

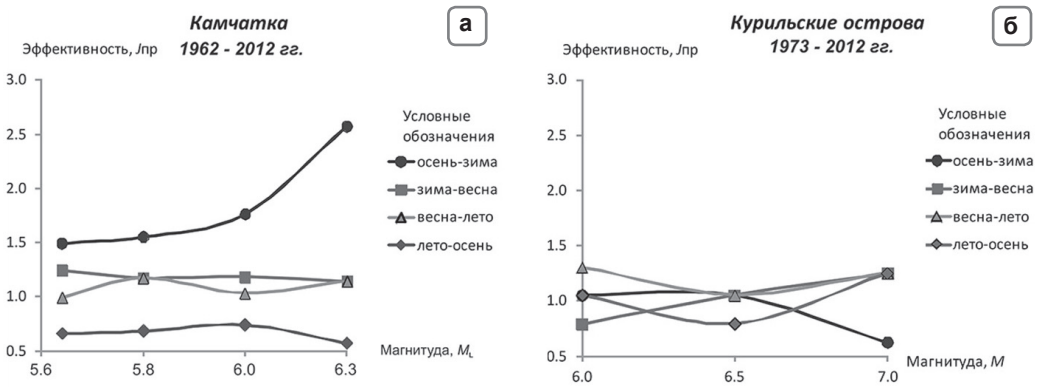


Рис. 4. Изменение эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезонов» при прогнозировании времени сильных землетрясений Камчатки (а) и Курильских островов (б) в зависимости от магнитуды

ческого признака «смена сезона» произошедшим землетрясениям в выделенных «опасных» диапазонах фаз. В качестве опасных фаз рассматривались окончания и начала сезонов, то есть значения фаз 0,8–1,0 и 0,0–0,2 соответственно. За меру эффективности использования сейсмопрогностического признака $J_{пр}$ принимается отношение числа «опасных» диапазонов фаз, в течение которых происходили землетрясения, к числу диапазонов, в которых ожидаются землетрясения, возникающие случайным образом за все время наблюдений. На рис. 4 показано изменение эффективности использования признака «смена сезонов» при прогнозировании времени сильных землетрясений Камчатки и Курильских островов.

Обнаруженный рост значений эффективности признака «смена сезона» при переходе от осени к зиме с увеличением магнитуд прогнозируемых землетрясений может использоваться в практике работы по оценке сейсмической опасности на Камчатке для уточнения времени возникновения сильных землетрясений с $M \sim 6{,}0$ и более. «Опасный» диапазон фаз соответствует периоду времени с 04 декабря по 08 января. Вероятность случайного возникновения таких землетрясений на интервале 36 суток (продолжительность «опасного» интервала) составляет $P = 0{,}22$. При этом наибольшая величина ретроспективной сейсмопрогностической эффективности $J_{пр} = 2{,}6$ была установлена для землетрясений с $M > 6{,}3$ [Серафимова, 2016; 2016а]. Для землетрясений из района Курильских островов использование признака «смена сезонов» не приводит к повышению эффективности в прогнозировании времени их возникновения.

В заключение необходимо отметить, что в 2013–2016 гг. на Камчатке произошло усиление сейсмической активности, были зарегистрированы более 20 землетрясений с $M \geq 6{,}0$, из которых майский рой 2013 г. в Авачинском заливе с $M_{W(макс)} = 6{,}1$ – самый сильный из зарегистрированных камчатской региональной сетью за период детальных сейсмологических наблюдений с 1962 г., а глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. ($H = 630$ км) с магнитудой $M_W = 8{,}3$ – сильнейшее мантийное землетрясение за период мировых инструментальных наблюдений [Сильные камчатские…, 2014]. Из всей совокупности произошедших в 2013–2016 гг. событий примерно 40% были приурочены к выделенным «опасным» диапазонам фаз, соответствующих прогнозному признаку «смена сезонов». При этом ни одного землетрясения с $M \geq 6{,}0$ не произошло в наиболее опасный период времени с 04 де-

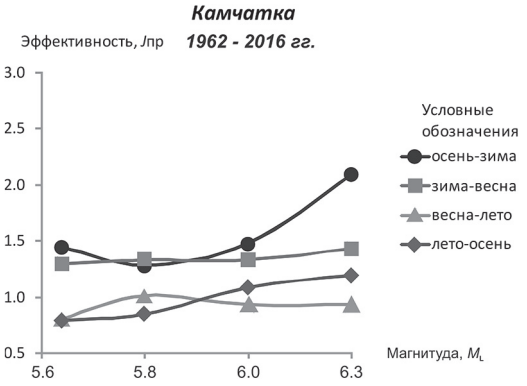


Рис. 5. Изменение эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезонов» при прогнозировании времени сильных землетрясений Камчатки за период 1962–2016 гг. в зависимости от магнитуды

кабря по 08 января (переход осень–зима). Эти обстоятельства потребовали уточнения статистических оценок выявленной ранее связи между определенными фазами астрономических сезонов и возникновением сильных землетрясений на Камчатке с учетом данных по сейсмической активизации последних лет.

Повторный анализ распределения сильных землетрясений Камчатки за период 1962–2016 гг. в зависимости от фаз астрономических сезонов и оценка его сейсмопрогностической значимости подтверждает сделанные ранее выводы о полезности использования признака «смена сезонов» в прогнозах сейсмической активности [Серафимова, 2016; 2016а], несмотря на то, что величина эффективности признака «смена сезона» $J_{пр}$ для землетрясений с $M_L > 6{,}3$ при переходе от осени к зиме уменьшилась примерно на 20% и составляет для периода 1962–2016 гг. $J_{пр} = 2{,}1$ (рис. 5).

Выводы

1. Анализ распределения сильных землетрясений Камчатки и Курильских островов в зависимости от фаз астрономических сезонов показал, что повышенная частота их возникновения приурочена к переходам от осени к зиме и, в меньшей степени, от весны к лету.

2. Установленная статистически значимая связь между определенными диапазонами фаз астрономических сезонов и возникновением сильных землетрясений Камчатки с $M_L \geq 5{,}8$ и землетрясениями Курильских островов с $M \geq 6{,}5$ может найти применение в системе комплексной оценки сейсмической опасности.

3. Результаты ретроспективной оценки эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезона» при переходе от осени к зиме при прогнозировании времени камчатских землетрясений с $M_L \geq 6{,}3$ выполненные ранее, а также уточненные оценки для периода 1962–2016 гг. показывают возможность его использования в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений.

Литература

Андреева М.Ю., Сасорова Е.В., Левин Б.В. Особенности внутригодового распределения землетрясений Курильского региона // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 85–95.

Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск : Наука. 1974. С. 109–119.

Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.

Куликовский П.Г. Справочник любителя астрономии. М.: ФИЗМАТГИЗ. 1961. – 494 с.

Левин Б.Ф., Сасорова Е.В., Журавлев С.А. Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 534–540.

Сильные камчатские землетрясения 2013 года / Под ред. В.Н. Чеброва. Петропавловск-Камчатский : Холд. комп. «Новая книга». 2014. – 252 с.

Серафимова Ю.К. О влиянии космических ритмов на возникновение сильных землетрясений // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы третьего Всероссийского семинара-совещания / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2015. С. 295–303.

Серафимова Ю.К. О новом подходе к анализу внутригодового распределения землетрясений // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30 марта–1 апреля 2015 г. Петропавловск-Камчатский : ИВиС ДВО РАН. 2016. С. 207–212.

Серафимова Ю.К. О связи сезонности и сильных ($M \geq 6{,}0$) землетрясений Курило-Камчатского региона // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября–5 октября 2013 г. Обнинск : ГС РАН. 2013. С. 200–204.

Серафимова Ю.К. Триггерный эффект сезонности возникновения сильных ($M \geq 6{,}0$) землетрясений в Курило-Камчатском регионе // Материалы докладов Шестого международного симпозиума «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (23–29 июня 2014 г., г. Бишкек). Бишкек : НС РАН. 2015а. С. 371–376.

Серафимова Ю.К. Эффекты смены времен года в возникновении сильных ($M \geq 6$) землетрясений (на примере Курило-Камчатского региона) // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2016а. № 3. Вып. № 31. С. 28–39.

Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. М.: Наука. 1965. № 36 (203). С. 66–93.

V. ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ВЕРХНИХ ГЕОСФЕР

УДК 550.34

ОЦЕНКА ЭНЕРГИИ ИСТОЧНИКОВ ИНФРАЗВУКОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В АТМОСФЕРЕ ПО СПЕКТРУ ВОЛНОВЫХ ФОРМ

В.В. Адушкин, Ю.С. Рыбнов, А.А. Спивак, В.А. Харламов

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Обобщен опыт определения энергии источников инфразвуковых возмущений в атмосфере по спектру волновых форм в диапазоне частот 0,003÷0,3 Гц. Показано, что спектры сигналов от источников различной мощности отличаются значением преимущественной частоты. Представлена феноменологическая модель распространения акустических волн в атмосфере со стандартной стратификацией скорости звука, позволяющая оценивать зависимость характерной частоты от энергии источника. Выполненные с помощью модели расчеты характерной частоты сигнала при распространения инфразвуковых колебаний от мощных источников в стандартном стратосферном волноводе хорошо согласуется с результатами наблюдений.

Введение

Мощные возмущения в атмосфере, в том числе взрывного типа, приводят к возникновению и распространению инфразвуковых волн (ИВ) – акустических волн в диапазоне частот от ~0,003 Гц (предельная акустическая частота) до 16 Гц. Источниками мощных возмущений являются: извержения вулканов, цунами, ураганы, грозы, крупные метеороиды и крупные пожары, а также мощные взрывы в атмосфере, в том числе и ядерные (ЯВ). Распространяющиеся в атмосфере ИВ надежно регистрируются на расстояниях до нескольких тысяч километров [Григорьев, 1999]. Анализ волновой формы зарегистрированного сигнала позволяет в большинстве случаев оценивать энергию источника.

В настоящее время энергию источника инфразвуковых возмущений в атмосфере оценивают либо по амплитуде зарегистрированного сигнала, либо по значению частоты f_0, соответствующей максимуму спектральной плотности. Мощные взрывы возбуждают в атмосфере колебания с частотами ниже 0,01 Гц. На волновых формах таких сигналов хорошо проявляются характерные низкочастотные вступления с периодами ≈2÷4 минуты (≈0,008÷0,004 Гц) [Бреховских, 1957]. Это свя-

зано с тем, что в реальной атмосфере волна от мощного источника «распадается» на группы волн, распространяющихся самостоятельно каждая со своей скоростью (так называемые нормальные волны) [Блохинцев, 1981; Бреховских, 1982]. Использование микробарометров с полосой пропускания ниже 0,01 Гц позволяет регистрировать сигналы от источников, возбуждающих в атмосфере колебания с периодами 2÷5 минут и более, что позволяет оценивать их энергию [Адушкин и др., 1984; Гостинцев и др., 1985].

Представляет особый интерес исследование влияния мощности источников и расстояния до места регистрации на волновые формы и спектр инфразвуковых сигналов при их распространении в стратосферном волноводе. Решение такой задачи могло бы позволить разработать новый подход к оценке энергии источника. При этом необходимо подчеркнуть, что оценка энергии является лишь мерой освободившейся энергии, и не является характеристикой источника и инфразвуковой волны [Губкин, 1978].

Новый подход к оценке энергии явлений взрывного типа по параметрам акустических колебаний

Спектральный состав излучаемой при взрыве акустической волны является важнейшей ее характеристикой, поскольку при распространении на большие расстояния играют роль процессы, которые зависят от частоты (дисперсия, рассеяние, поглощение и др.) [Губкин, 1978]. Рассмотрим влияние на волновые формы и спектр акустических сигналов, вызванных мощными источниками, характеристик стандартного стратосферного волновода в его геометроакустическом приближении. В этом случае можно не выполнять суммирование мод (квазимод) с последующим численным интегрированием по спектру акустической волны, что дает возможность получить простые выражения для отраженных акустических сигналов в функции от параметров источника [Осташев, 1989].

Рассмотрим слабую ударную волну от наземного сферического источника распространяющуюся в стратосферном волноводе высотой z_m (рис. 1, а). Акустический радиус (масштаб) R_0 такого источника составляет [Цикулин, 1969]:

$$R_0 = \left\{ \frac{E}{P_{0z}} \right\}^{\frac{1}{3}} \qquad (1)$$

где E – энергия источника, P_{0z} – атмосферное давление на высоте источника z.

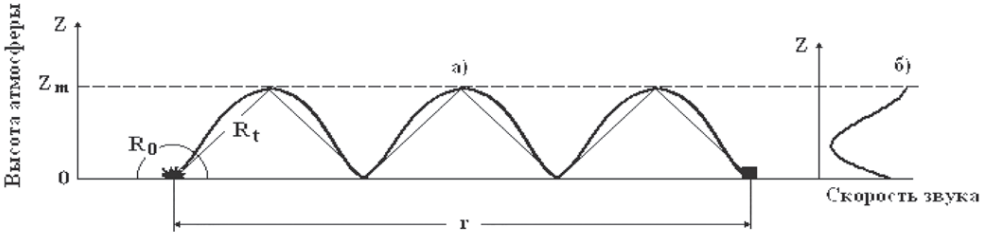


Рис. 1. Схема распространения акустических возмущений в стратосферном волноводе с кратностью $m = 3$ (а) и стратификация скорости звука в стандартной атмосфере (б)

Воспользуемся зависимостями для формы импульса $P(t)$ и длительности фазы сжатия τ_+, полученными в работах [Reed, 1977; Госсард, 1978] для расстояния 1000 м:

$$P(t) = P_*\left(1 - \frac{t}{\tau_+}\right)\exp\left(-\frac{t}{\tau_+}\right), \tag{2}$$

$$\tau_+ \approx 2\cdot 10^{-5} E^{\frac{1}{3}}\left(\frac{P_0}{P_{0z}}\right)^{\frac{1}{3}}\frac{C_0}{C_Z}, \tag{3}$$

где: P_* – давление в источнике; P_0 и C_0 – соответственно атмосферное давление и скорость звука у земной поверхности; C_Z – скорость звука на высоте источника.

На расстоянии R_0 от источника длительность фазы сжатия составит величину

$$\tau_R = \tau_+\left(\frac{R_0}{1000}\right)^{\frac{1}{3}}. \tag{4}$$

Спектр сигнала запишется в виде:

$$S_0(\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} P(t)\exp(i\omega t)\,dt = \frac{i\omega\cdot\tau_{R_0}}{\left(1 - i\omega\cdot\tau_{R_0}\right)^2} \tag{5}$$

Распространение сигнала в стандартном стратосферном волноводе будем рассматривать в рамках модели [Murphy, 1972] (рис. 1, б). В этом случае на значительном расстоянии от источника ($r >> R_0$), спектр импульса

$$S(\omega) = \frac{i\omega T(r)}{\left[1 - i\omega T(r)\right]^2}, \tag{6}$$

где $T(r) = \tau_{R_0}\left\{\frac{R_t}{R_0}\right\}^{\frac{1}{3}}$, а $R_t = \frac{\sqrt{r^2 + (2mz_m)^2}}{2m}$ – расстояние, которое сигнал с кратностью отражения «m» проходит первый раз от источника до высоты отражения z_m (рис. 1, а).

Для модели стандартной атмосферы расстояние r_i, которое луч проходит за одно отражение ($m = 1$) определяется соотношениями [Бреховских, 1982]:

$$r_i = \cos\theta_0\int_0^{z_m}\frac{dz}{\sqrt{n^2(z) - \cos^2\theta_0}} + \cos\theta_0\int_{z_m}^{0}\frac{dz}{\sqrt{n^2(z) - \cos^2\theta_0}},$$

где θ_0 – угол выхода луча, $n(z) = C_0/C_z$ – коэффициент преломления скорости звука. В этом случае $r = mr_i$.

Высота отражения определяется из условия, что угол скольжения луча на данной высоте, стремится к нулю:

$$\theta = a\cos\left[\frac{\cos\theta_0}{n(z)}\right] \to 0.$$

Совместное решение данных уравнений позволит при известном расстоянии r определить величины z_m и m.

Таблица 1

Результаты оценок f_0

№ п/п	Дата эксперимента	q, 10^{15} Дж	Расстояние r, км	Характерная частота f_0, Гц
1	25.10.1961	1,38	2350	0,0117
			3800	0,0112
2	20.09.1961	1,89	2200	0,0104
			3800	0,01
3	12.09.1961	4,62	1700	0,0078
			3500	0,0074
4	14.09.1961	5,04	1700	0,0076
			3500	0,0073
5	20.10.1961	6,09	1700	0,007
			3150	0,0069
6	10.09.1961	~10	1700	0,006
			3500	0,0057

Построение феноменологической модели распространения акустического сигнала на основе предложенного подхода осуществлялось на основе расчетов теоретических значений частоты f_0 для некоторых мощных ЯВ в атмосфере, для которых известны энергия источника q и расстояния, на котором была зарегистрирована акустическая волна [Stevens et al., 2006]. Результаты оценок значений f_0 представлены в табл. 1. Для примера на рис. 2 приведен спектр сигнала, рассчитанный по (6) от ЯВ энергией $1{,}89 \cdot 10^{15}$ Дж зарегистрированного на расстоянии 3800 км.

Построенная по результатам теоретических оценок зависимость характерной частоты от энергии источника приведена на рис. 3. Зависимость $f_0(q)$ представима в виде:

$$f_0 \approx \frac{1231}{q^{1/3}} \text{ Гц.} \qquad (7)$$

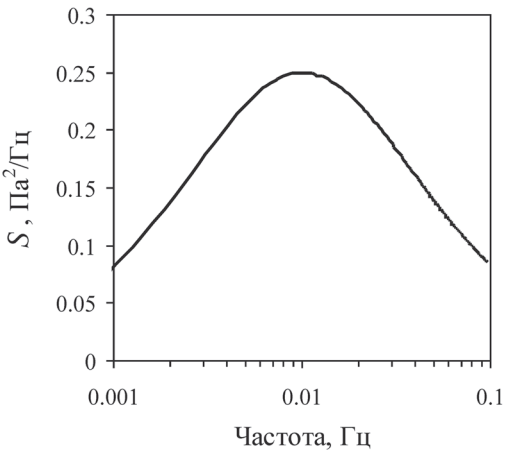


Рис. 2. Рассчитанный спектр акустического сигнала от ЯВ энергией $1{,}89 \cdot 10^{15}$ Дж, зарегистрированного на расстоянии 3800 км

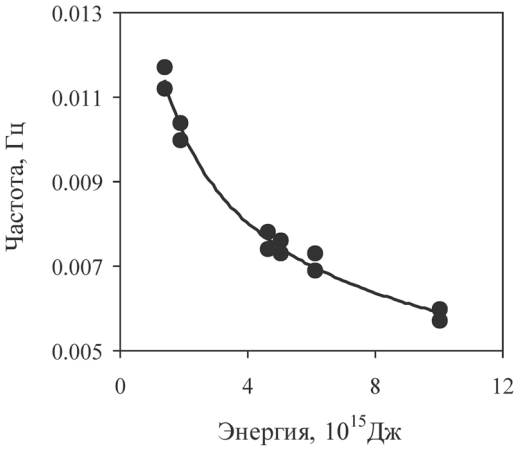


Рис. 3. График зависимости характерной частоты от энергии источника

Доверительная вероятность аппроксимации составляет ~0,98. Необходимо отметить, что оцененный по (1)–(7) спектр сигнала помимо источника содержит также информацию о трассе распространения сигнала. В частности, с увеличением энергии источника и ростом расстояния максимум в спектре сигнала смещается в область низких частот.

Экспериментальная проверка модели

С целью проверки феноменологической модели были обработаны акустические сигналы от воздушных ЯВ, зарегистрированных на разных расстояниях и направлениях. Объем выборки составил 42 сигнала от ЯВ, проведенных на высотах от десятков до 5000 м, где q – тротиловый эквивалент в кт [Атомная, 1994]. Характеристики экспериментов приведены в табл. 2.

В качестве примера на рисунках 4 и 5 приведены волновые формы и спектры инфразвуковых колебаний от взрыва энергией $1{,}89 \cdot 10^{15}$ Дж. Анализ данных свидетельствуют о том, что на спектрах акустических сигналов допустимо выделять характерные частоты f_0. В табл. 2 приведены значения f_0 для каждого экспери-

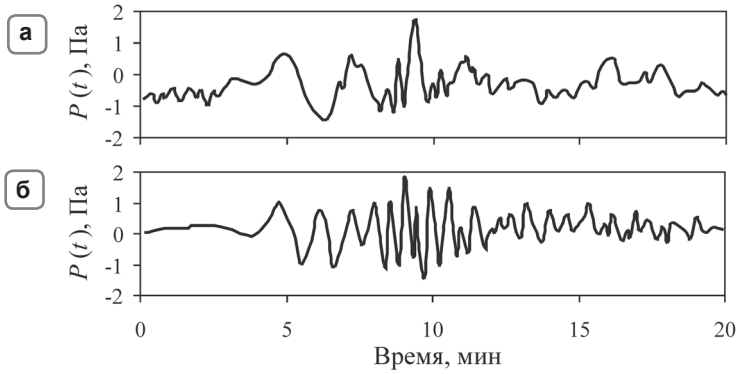


Рис. 4. Волновые формы сигналов от взрыва энергией $1{,}89 \cdot 10^{15}$ Дж: а – на расстоянии 3800 км в южном направлении; б – на расстоянии 3800 км в восточном направлении

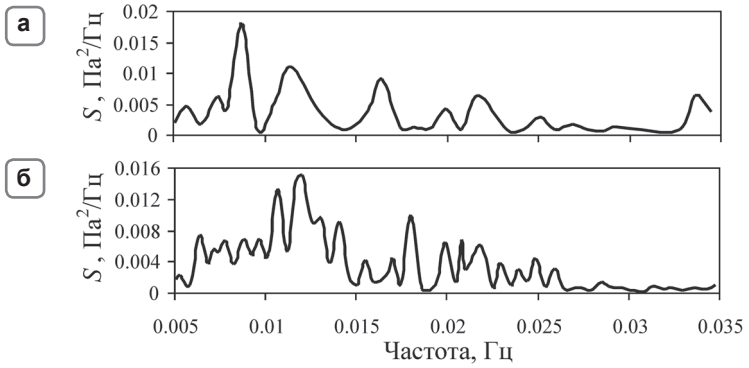


Рис. 5. Спектры сигналов от взрыва энергией $1{,}89 \cdot 10^{15}$ Дж: а – на расстоянии 3800 км в южном направлении; б – на расстоянии 3800 км в восточном направлении

Таблица 2

Характеристики экспериментов и значение характерных частот

Энергия источника, 10^{15} Дж	Характерная частот f_0, Гц		
	Расстояние, км	Направление, С–Ю	Направление, З–В
1,38	2350	0,0111	0,0132
	3800	0,0105	0,0131
1,89	2200	0,0091	0,0112
	3800	0,0089	0,0111
4,62	1700	0,0082	0,0086
	3150	0,0068	0,0086
	3500	0,0068	0,0086
5,04	1700	0,0071	0,0084
	3500	0,0066	0,0081
6,09	1700	0,0072	0,0082
	3150	0,0065	0,0076
~10	1700	0,0051	0,0065
	3500	0,0052	0,0064

мента в зависимости от расстояния и направления распространения инфразвукового сигнала.

Для определения влияния расстояния и направления на пункт регистрации инфразвуковых сигналов от источника известной энергии на f_0 отдельно рассматривались взрывы со средней энергией и отдельно с большей энергией. Анализ спектров показал следующее:

1. Для источников первой группы при изменении расстояния в 1,6÷2 раза f_0 изменяется не более чем на ≈11%, вне зависимости от направления. Для источников второй группы при изменении расстояния в 1,8÷2 раза f_0 изменяется не более чем на ≈14%.

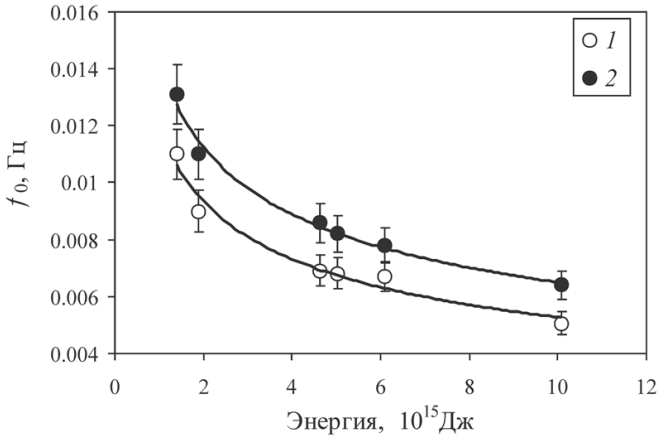


Рис. 6. Зависимость характерной частоты f_0 от энергии источника; направления: *1* – С-Ю, *2* – В-З

2. При изменении направления с С-Ю на З-В для источников первой группы f_0 изменяется не более чем на ≈25%, вне зависимости от расстояния. Для источников второй группы не более чем на ≈33%. Результаты анализа представлены в виде графиков на рис. 6.

Полученные данные свидетельствуют о том, что основное влияние на изменение f_0 оказывают направление на источник и его энергия. При этом значение f_0 в зависимости от энергии и направления может быть оценено по формуле [Рыбнов и др., 2013; Popova et al., 2013].

$$f_0 \approx \frac{K_f}{(E)^n}, \tag{8}$$

где E – энергия источника, K_f – коэффициент, зависящий от направления, n – показатель степени.

Таблица 3

Значения коэффициентов K_f

Направление С–Ю				Направление З–В			
K_f		n	Доверительная вероятность	K_f		N	Доверительная вероятность
Среднее значение	527,8	0,324	≈0,98	Среднее значение	797,1	0,32	≈0,98
Максим. значение	669,6	0,321	≈0,98	Максим. значение	974,6	0,324	≈0,98
Миним. значение	448,2	0,316	≈0,97	Миним. значение	732,5	0,322	≈0,98

В табл. 3 приведены оценочные значения коэффициентов K_f, полученные с использованием экспериментальных данных. Там же показаны значения показате-

ли степени «*n*» и доверительная вероятность аппроксимации экспериментальных данных выражением (11). Из полученных данных следует, что $K_f \approx 797{,}1$ при распространении сигналов в направлении В-З и $K_f \approx 527{,}8$ для направления С-Ю. Отношение коэффициентов в направлении В-З и С-Ю составляет величину 1,51, что с приемлемой для практических оценок точностью соответствует данным работ [Рыбнов и др., 2013; Popova et al., 2013], в которых величина рассматриваемого отношения определена как 1,36.

Следует отметить, что величина показателя степени n близка к 1/3. Это позволяет переписать соотношение (8) в виде:

$$f_0 \approx \frac{K_f}{\sqrt[3]{E_0}}. \qquad (9)$$

Уточненные значения коэффициентов при переходе к формуле (9) составляют: в направлении З-В $K_f \approx 1350$, а для направления С-Ю $K_f \approx 1080$. Расчеты показывают, что без учета направления распространения и при среднеквадратической ошибке оценке энергии, не превышающей ~20%÷40%, выражение (9) можно аппроксимировать зависимостью:

$$f_0 \approx \frac{1210}{\sqrt[3]{E_0}}. \qquad (10)$$

Сравнение зависимостей (7) и (10) свидетельствует о том, что предложенная модель оценки характерной частоты сигнала при распространения акустических колебаний от мощных источников в стандартном стратосферном волноводе хорошо согласуется с экспериментальными данными.

Применение модели к природным и техногенным событиям взрывного типа

Ядерный взрыв в атмосфере. Для взрыва (рис. 7) с характерной частотой $f_0 \approx 0{,}0055$ Гц оценка дает: $E \sim 1{,}1 \cdot 10^{16}$ Дж, что практически совпадает с энергией взрыва.

Извержение вулкана. Сигнал от эксплозивного (взрывного типа) извержения вулкана Сент-Хеленса (рис. 8) был зарегистрирован на расстоянии ≈8000 км в восточном направлении с $f_0 \approx 0{,}002$ Гц [Donn, 1981]. В соответствии с [Reed, 1972] при оценках энергии природных источников допустимо пользоваться соотношениями,

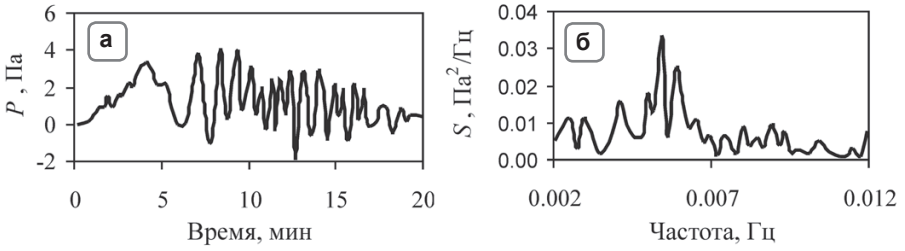


Рис. 7. Волновая форма (а) и спектр (б) инфразвукового сигнала от мощного взрыва (~10^{16} Дж) на расстоянии около 5000 км

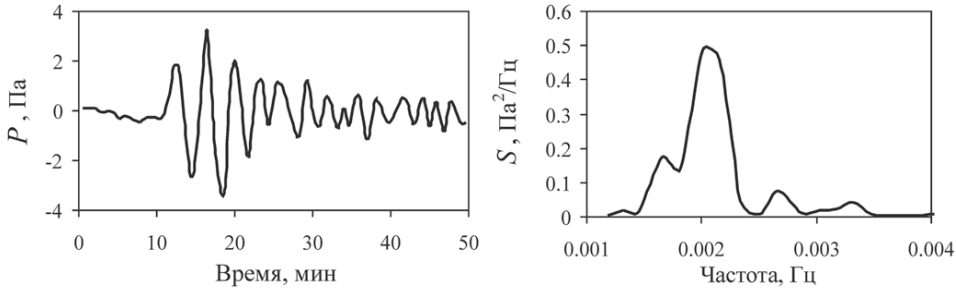


Рис. 8. Волновая форма инфразвукового сигнала от извержения вулкана Сен-Хеленс и его спектр

описывающими акустические колебания от взрывов химического ВВ. С учетом того, что энергетический эквивалент ядерного взрыва составляет примерно 0,5 от взрыва химического ВВ, оценочное значение энергии для рассматриваемого вулканического взрыва, полученное по формуле (10), составляет $1{,}1 \cdot 10^{17}$ Дж, что хорошо совпадает с данными, приведенными в работе [Donn, 1981], в которой энергия извержения вулкана Сент-Хеленса оценена в $1{,}5 \cdot 10^{17}$ Дж.

Взрыв болида. Аналогичным образом, используя взрывную аналогию при оценках энергии болидов [ReVelle et al., 1997], можно оценить энергию Челябинского болида, волновая форма и спектр которого приведены в работе [Рыбнов и др., 2014]. При характерной частоте $f_0 \approx 0{,}005$ Гц энергия болида, оцененная в соответствии с предложенным в настоящей работе подходом, составляет $\sim 7{,}1 \cdot 10^{15}$ Дж. Такая оценка несколько завышена по сравнению с данными, приведенными в работах [Popova et al., 2013; Рыбнов и др., 2013; Brown et al., 2013], где верхняя оценка энергии составляет $\sim(3 \div 3{,}8) \cdot 10^{15}$ Дж. Однако необходимо отметить, что в цитируемых работах не учитывалось влияние высоты источника. В работе [Рыбнов и др., 2013] отмечается, что следует ожидать увеличение оценки энерговыделения в зависимости от высоты в 1,1–1,7 раза. Учет этого фактора позволяет рассматривать оценки по модели как удовлетворительные.

Цунами. 11 марта 2011 г. у побережья Японии произошло мощное землетрясение, которое вызвало цунами. Низкочастотные колебания атмосферного давления были зарегистрированы многими инфразвуковыми станциями, в том числе и геофизической обсерваторией «Михнево» ИДГ РАН. Спектр зарегистрированных колебаний приведен на рис. 9. Величина энергии цунами, оцененная по (10), составляет $\sim 3 \cdot 10^{17}$ Дж, что с приемлемой для практических оценок точностью совпадает с данными USGS, согласно которым $E \sim (1{,}9 \pm 0{,}5) 10^{17}$ Дж.

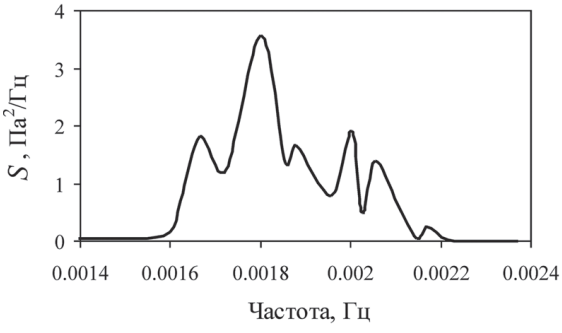


Рис. 9. Спектр колебаний атмосферного давления, зарегистрированных в ГФО «Михнево» ИДГ РАН от цунами 11.03.2011 г.

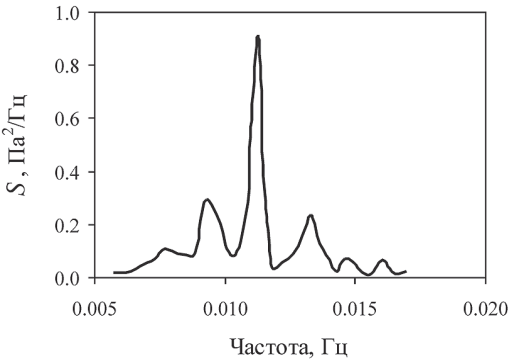


Рис. 10. Спектр волновых возмущений от пожара

Пожары. Крупные пожары являются источником сильных волновых возмущений в атмосфере. Рассмотрим в качестве примера характеристики искусственно созданного пожара на площади 1 га, описанном в работе [Гостинцев и др., 1985]. Спектр волновых возмущений от пожара показан на рис. 10. Оценка акустической энергии рассматриваемого события дает величину ~$4{,}3 \cdot 10^{10}$ Дж. Поскольку в виде акустических волн излучается 0,1÷0,2% энергии пожара [Губкин, 1978], для энергии рассматриваемого пожара оценка дает величину ~$(4{,}3 \div 8{,}6) \cdot 10^{13}$ Дж, что соответствует примерно энергии среднего шторма. Оценки, выполненные на основе предложенной в настоящей работе модели с использованием спектра акустических колебаний, зарегистрированных на расстоянии 1972 км, дают более правдоподобное значение, которое составляет ~$1{,}1 \cdot 10^{15}$ Дж. Различие в оценках, выполненных двумя способами, объясняется тем, что пожары, в отличие от взрывов, болидов, эксплозивных извержений, представляют собой источники акустического сигнала с низкой плотностью энергии [Губкин, 1978].

Заключение

В работе предложен новый подход к оценке энергии источника взрывного типа на основе анализа данных инфразвуковых измерений. Волновые формы акустических сигналов, вызванных явлениями взрывного типа в атмосфере, содержат низкочастотные колебания, а на спектрах достаточно четко выделяются характерные частоты. Анализ спектральных характеристик распространяющихся акустических колебаний показал, что характерная частота определяется не только энергией источника, но также направлением распространения и расстоянием до места регистрации. При этом основное влияние на характерную частоту оказывают направление на источник и его энергия.

Разработана феноменологическая модель, описывающая зависимость между характерной частотой акустического сигнала и энергией источника. Оценки энергии природных и техногенных источников взрывного типа в атмосфере, выполненные с использованием модели, с приемлемой для практических оценок точностью согласуются с данными наблюдений.

Литература

Адушкин В.В., Гостинцев Ю.А., Фирстов П.П. О природе воздушных волн при сильных эксплозивных извержениях / Вулканология и сейсмология, № 3, 1984. С. 3–11.

Атомная энергия и оборона. Бюллетень ЦОИ, № 2, 1994.

Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах / М. : Изд. АН СССР, 1957. 502 с.

Блохинцев Д.И. Акустика неоднородной движущейся среды / М.: Наука, 1981. 207 с.

Гостинцев Ю.А., Иванов Е.А, Копылов Н.И., Шацких Ю.В. Волновые возмущения атмосферы при больших пожарах // Сибирское отд. АН СССР. Физика горения и взрыва, т. 19, № 4, 1985. С. 62–64.

Григорьев Г.И. Акустико-гравитационные волны в атмосфере Земли (обзор) // Изв. ВУЗов Радиофизика. 1999. Т. XLII. № 1. С. 3–25.

Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. «Мир». 1975. 532 с.

Губкин К.Е. О подобии взрыва // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. 1978. № 10. С. 49–60.

Осташев В.Е. Геометрическая акустика движущейся среды // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25, № 9. С. 899–916.

Рыбнов Ю.С., Попова О.П., Харламов В.А. и др. Оценка энергии Челябинского болида по инфразвуковым измерениям // Динамические процессы в геосферах. Вып. 4. М. : ГЕОС, 2013. С. 21–32.

Рыбнов Ю.С., Попова О.П., Харламов В.А. Оценка энергии Челябинского болида по спектру мощности длиннопериодных колебаний атмосферного давления // Динамические процессы в геосферах. Вып. 5. М. : ГЕОС, 2014. С. 78–85.

Цикулин М.А. Ударные волны при движении в атмосфере крупных метеоритных тел. М. : Наука, 1969. 86 с.

Brown P.G., et al. A 500-kiloton airburst over Chelyabinsk and an enhanced hazard from small impactors // Nature. 2013. V. 503. P. 238–241.

Donn W.L., Balachadran N.K. Mount St. Helens Eruption of 18 May 1980: Air Waves and Explosive Yield // Science. 1981. V. 213. P. 539–541.

Murphy B.L. Variation rayligh-wave amplitude with yield and height of burst for intermediate-amplitude nuclear detonations // J. Geophys. Res. 1972, V. 77, № 5. P. 808–817.

Popova O.P., Jenniskens P., Emel'yanenko V. et al. Chelyabinsk airburst, damage assessment, meteorite recovery, and characterization // Science. 2013. V. 342. P. 1069–1073.

Reed J.W. Atmospheric attenuation of explosion waves // J. Acoust. Soc. Amer. 1977. V.61. No. 1. P. 39–47.

Reed J.W. Airblast overpressure decay at long ranges // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 1623–1629.

ReVelle D.O. Historical detection of atmospheric impacts by large bolides using acoustic-gravity waves // Annals of the New York Academy of Sciences, near-earth objects. 1997. V. 822. P. 284–302.

Stevens J.L., Adams D.A., Baker G.E., Xu H., Murphy J.R., Divnov I., Bourchik V.N. Infrasound Modeling Using Soviet Explosion Data and Instrument Design Criteria from Experiments and Simulations. Technical Report ADA446517S. 2006. 254 p.

УДК 550.34

ВОЗМУЩЕНИЕ СРЕДНЕШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЫ ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНОГО ЗАТМЕНИЯ 20 МАРТА 2015 ГОДА

В.М. Ермак, Б.Г Гаврилов, Ю.В. Поклад, И.А. Ряховский

В работе рассмотрено влияние полного солнечного затмения 20 марта 2015 года на ионосферу по данным измерения в Геофизической обсерватории «Михнево» параметров сигналов СДВ радиостанций на трассах, проходящих через зону затмения. Для контроля изменений в верхней ионосфере использовались данные по вариациям полного электронного содержания ионосферы по данным двухчастотного навигационного приемника.

Введение

Геофизические эффекты, сопровождающие солнечные затмения, привлекают интерес исследователей, так как дают возможность изучать возникновение возмущений в ионосфере и атмосфере Земли при известных параметрах источника возмущений. Солнечные затмения вызывают изменение профиля электронной концентрации в ионосфере, генерацию акустико-гравитационных и других волновых возмущений. Наблюдению вариаций параметров ионосферы во время солнечных затмений с использованием радиофизических методов и спутниковых измерений посвящено значительное количество работ [Адушкин и др., 2007; Boitman и др., 1999; Rishbeth и др., 1968; Cohen и др., 1984]. Установленная в ГФО «Михнево» ИДГ РАН аппаратура позволила провести анализ изменений параметров нижней среднеширотной ионосферы во время солнечного затмения 20 марта 2015 года.

Постановка эксперимента

Данные по ионосферным изменениям в нижних слоях ионосферы были получены путем регистрации уровня радиосигналов ОНЧ-диапазона от СДВ-радиостанций, расположенных в различных районах Земли. Возможность получения данных по возмущению D-области ионосферы этим методом обусловлена особенностями распространения электромагнитного излучения ОНЧ-диапазона [Гаврилов и др., 2015]. Радиосигналы в диапазоне частот ниже 30 кГц распространяются в волноводе Земля – ионосфера на расстояния в тысячи км с малым затуханием. При волноводном распространении основное влияние на амплитудно-фазовые характеристики ОНЧ-сигналов оказывают стенки волновода, главным образом, D-слой ионосферы. По этой причине изменения амплитуды и фазы сигналов от СДВ-стаций можно трактовать как возмущение D-слоя ионосферы на трассе распространения.

В ГФО «Михнево» (54,57′26″ с.ш., 37,45′23″ в.д.) установлена аппаратура по измерению вариаций магнитного поля в сверхдлинноволновом (СДВ) диапазоне частот 3–30 кГц. Вариации магнитного поля записываются с частотой оцифровки

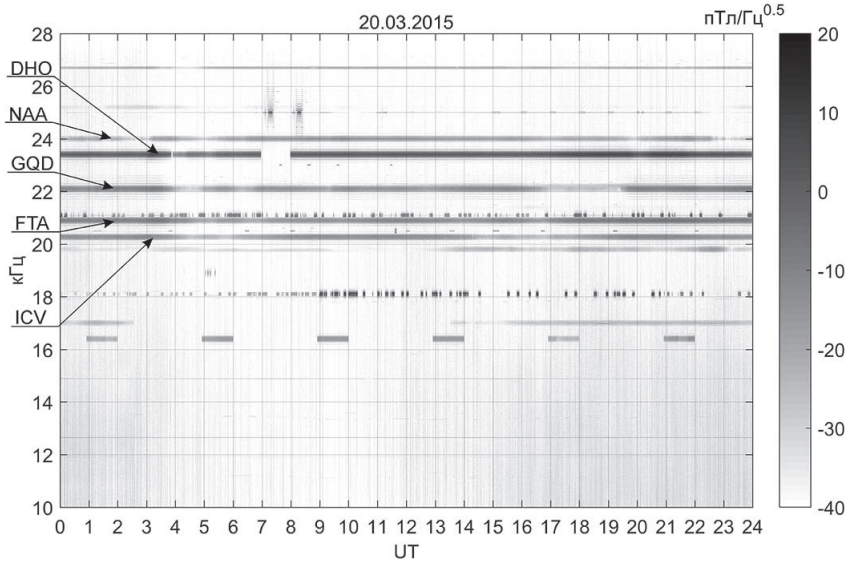


Рис. 1. Спектрограмма сигналов в СДВ диапазоне

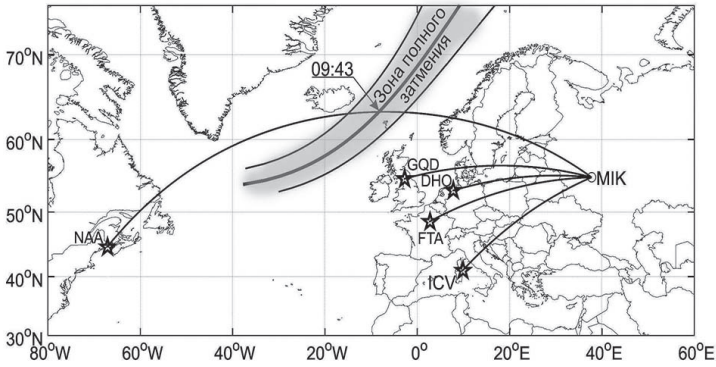


Рис. 2. Положение полного затмения и СДВ трасс

65536 Гц. В процессе постобработки рассчитывались спектры принимаемых сигналов. Для выделения амплитуды и фазы сигналов СДВ передатчиков, работающих в том же диапазоне частот, использовалась, разработанная в ИДГ РАН, оригинальная методика. На рис. 1 показана спектрограмма сигналов в СДВ диапазоне, принимаемых в ГФО «Михнево» от передатчиков NAA, GQD, DHO, FTA, ICV. Карта затмения, положение передатчиков и их трассы на ГФО ИДГ РАН «Михнево» приведены на рис. 2. Зона 100% затмения, показанная серой полосой, пересекала только трассу передатчика NAA. Остальные трассы находились в 65–80% зоне.

Результаты измерений

На рис. 3 показаны вариации амплитуды и фазы сигналов на трассе NAA – «Михнево». Трасса достаточно длинная и проходит через полярную область. СДВ

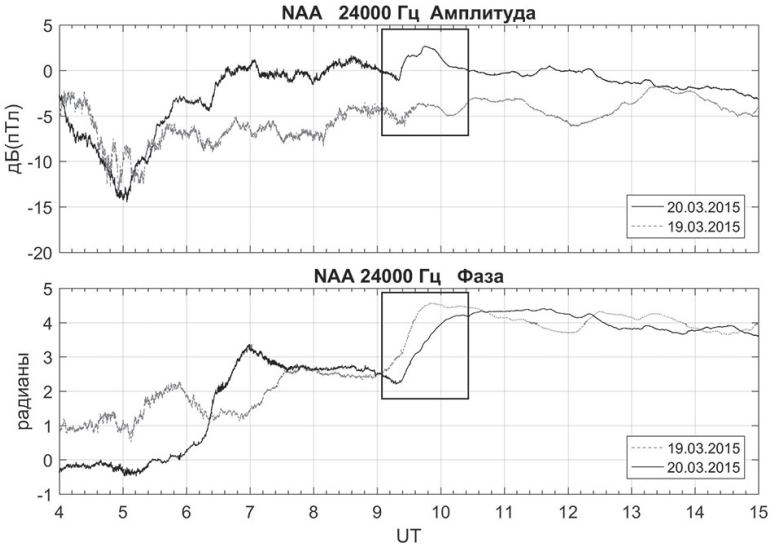


Рис. 3. Вариации параметров сигнала на трассе NAA

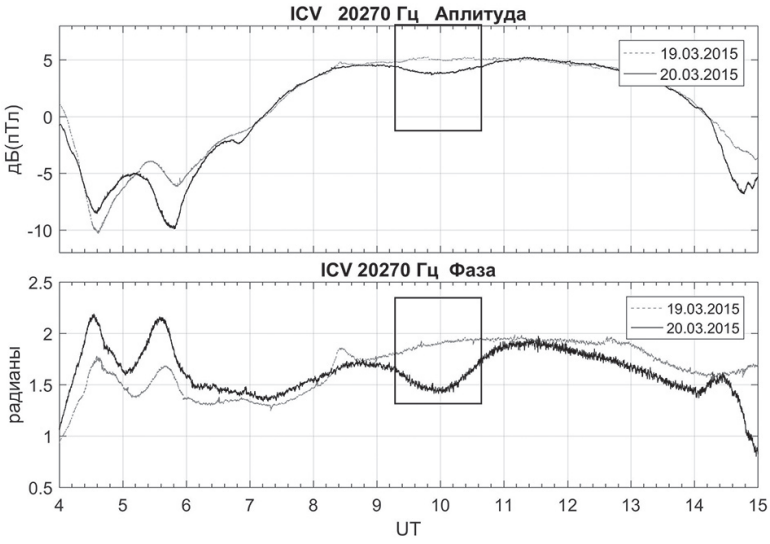


Рис. 4. Вариации параметров сигнала на трассе ICV

сигналы, распространяющиеся по этой трассе, обычно подвержены значительным возмущениям. Серой линией показаны записи сигналов в невозмущенный день 19 марта, за сутки до затмения, а черной – 20-го марта, в день затмения. Прямоугольниками отмечено время, когда зона солнечного затмения пересекала трассы. Для трассы NAA – «Михнево» это время совпадает с прохождением терминатора. Характерный рост фазы сигнала на трассе с 9:15 до 10 UT 19 марта связан с прохождением терминатора. Солнечное затмение 20 марта привело к смещению границы освещенной атмосферы во времени и к соответствующей задержке роста

фазы СДВ сигнала. Влияние солнечного затмения на амплитуду сигнала практически не заметно.

На рис. 4 показаны вариации амплитуды и фазы сигнала на трассе передатчик ICV – «Михнево». Эта трасса проходит по южной Европе и существенно короче, чем трасса NAA, поэтому вариации амплитуды и фазы сигнала зашумлены меньше. В отличие от трассы NAA, трасса от ICV находилась в зоне 65–70% затмения. В это время можно видеть уменьшение амплитуды сигнала на 2 дБ. Вариация фазы сигнала в этот временной промежуток составила примерно 0,5 рад. Аналогичные вариации амплитуды и фазы сигналов были зарегистрированы и на остальных СДВ трассах.

В [Поклад и др., 2015] показано, что фаза СДВ сигнала более чувствительна к вариациям параметров D-слоя ионосферы, чем амплитуда. Полученные во время солнечного затмения 20 марта 2015 г. данные, подтверждают это наблюдение.

Значимых вариаций параметров Шумановских резонансов во время солнечного затмения обнаружено не было. Не удалось зарегистрировать и заметных вариаций полного электронного содержания ионосферы. Таким образом, анализ измерительных данных, полученных в ГФО «Михнево» во время солнечного затмения 20 марта 2015 года, показал, что основным эффектом затмения являлись локальные возмущения нижней ионосферы. Разница в эффектах, наблюдавшихся на относительно близко расположенных трассах NAA – Михнево и ICV – Михнево, подтверждает этот вывод.

Литература

Адушкин В.В., Гаврилов Б.Г., Горелый К.И., Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Геофизические эффекты солнечного затмения 29 марта 2006 г. // Доклады Академии наук, том 417, № 4, 2007, С. 535–540.

Гаврилов Б.Г., Зецер Ю.И., Ряховский И.А., Поклад Ю.В., Ермак В.М. Удаленная регистрация КНЧ/ОНЧ излучения, вызванного экспериментами по искусственной модификации ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 5. № 4. С. 466−472.

Поклад Ю.В., Рыбаков В.А., Гаврилов Б.Г., Ермак В.М., Крашенинников А.В., Ряховский И.А., Соловьев С.П. Влияние солнечных рентгеновских вспышек на изменения атмосферного электрического поля и прохождение волн СДВ диапазона // Динамические процессы в геосферах; вып. 7, ИДГ РАН. М. : ГЕОС. 2015, с. 161–167.

Boitmam O.N., Kalikhman A.D., Tashchilin A.V. The midlatitude ionosphere during the total solar eclipse of March 9, 1997 // J. Geophys. Res., 1999. V. 104. N A12. P. 28197–28206.

Cohen E.A. The study of the effect of solar eclipses on the ionosphere based on satellite beacon observations // Radio Science, 1984. V. 19. N 5. P. 769–777.

Rishbeth H. Solar eclipses and ionospheric theory // Space Sci. Rev., 1968. V. 8. N 6. P. 543–554.

УДК 551.510.537

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В МАГНИТОСФЕРЕ: К СТОЛЕТИЮ В.А. ТРОИЦКОЙ

А.В. Гульельми[1], А.С. Потапов[2], Б.В. Довбня[3], О.Д. Зотов[3], Б.И. Клайн[3], В.Ф. Рубан[5], И.В. Стерликова[4], И.П. Лавров[3]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
[2] Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск
[3] ГФО Борок ИФЗ РАН, Ярославская обл., п. Борок
[4] Московский психолого-социальный университет, Филиал ОАНО МПСУ, г. Муром
[5] Страховой документальный фонд, Филиал Архива РАН, Ярославская обл., п. Борок

Статья посвящается памяти Валерии Алексеевны Троицкой (1917–2010 гг.). В этом году ей исполнилось бы 100 лет. В статье мы представляем лишь один аспект многогранной творческой активности проф. В.А. Троицкой. Речь идет об исследовании триггерных эффектов в магнитосфере на материале наблюдения ультранизкочастотных электромагнитных колебаний. Это направление живо интересовало Валерию Алексеевну.

Введение

Мы, ученики и сотрудники выдающегося ученого профессора Валерии Алексеевны Троицкой, посвящаем эту статью ее памяти. В этом году ей исполнилось бы 100 лет. В статье мы представляем один из аспектов многогранной творческой активности В.А. Троицкой. Речь идет об исследовании триггерных эффектов в магнитосфере Земли. Это направление исследований живо интересовало Валерию Алексеевну. В частности, ей принадлежит открытие УНЧ колебаний типа Ipdp (*Interval of pulsations of diminishing period*), возникающих после специфической переориентации межпланетного магнитного поля (ММП) [Troitskaya, 1961]. О других аспектах исследовательской деятельности В.А. Троицкой см. в статье [Гульельми, Потапов, 2017а].

Эффект курантов или Биг-Бен эффект

В России курантами издавна называют часы, исполняющие музыку каждые четверть часа, полчаса и час. Например, поэт Державин писал: «Курант духовный, повсеместный: / Лишь только заведи / И прочь поди, / Играет арии небесны». Об одной из «небесных арий» такого рода мы и поговорим в данном разделе нашей статьи.

Речь пойдет об УНЧ электромагнитных колебаниях Pc1 [Троицкая, 1964]. Они действительно зарождаются «в небесах» – в ионосфере и магнитосфере. На по-

верхности Земли Pc1 наблюдаются в форме двух разновидностей. Первую разновидность называют «жемчужины» (в дальнейшем будем писать без кавычек). Им посвящена обширная литература. Сошлемся здесь на обзоры [Troitskaya, Guglielmi, 1967; Троицкая, Гульельми, 1969; Гульельми, 2007] и монографию [Гульельми, Троицкая, 1973]. Это исключительно красивые колебания, и они особо интересовали Валерию Алексеевну.

В 1976 г. Б.В. Довбня наблюдал УНЧ колебания в Тикси и обнаружил свойство жемчужин, которое не только не соответствовало общепринятым представлениям о происхождении этих колебаний, но, казалось бы, противоречило здравому смыслу. Мы напомним, что жемчужины самовозбуждаются во внешнем радиационном поясе, распространяются вниз вдоль геомагнитных силовых линий, проникают в ионосферный волновод и, распространяясь по волноводу вдоль земной поверхности, достигают точки наблюдения. И вот оказалось, что вопреки здравому смыслу режим возбуждения и/или распространения жемчужин контролируется боем курантов. Лишь после тщательного обдумывания мы решились опубликовать статью [Гульельми и др., 1978], а в дальнейшем произвели многократную проверку. Мы называем обнаруженное явление эффектом курантов. Употребительны также названия эффект часовых меток и Биг-Бен эффект (см., например, [Гульельми, Зотов, 2010; 2012; Гульельми и др., 2011]). Верхние две панели на рис. 1 иллюстрируют эффект курантов при наблюдении жемчужин.

Обратимся теперь ко второй из двух разновидностей Pc1, указанных нами выше. Ее называют IAR (*Ionospheric Alfvén resonances*) [Беляев и др., 1989]. Эта разновидность колебаний возбуждается в ионосфере. Теория базируется на представлении о резонансных колебаниях Альвена в слое F ионосферы. Нижние две панели на рис. 1 иллюстрируют эффект курантов при наблюдении IAR. Легче всего наши наблюдения было бы объяснить простым совпадением. Такое объяснение иногда нам предлагали в кулуарах конференций. С этим трудно согласиться. Эффект демонстрируют не только спектры на рис. 1, но и многочисленные спектры такого рода, накопленные нами за десятилетия наблюдений. Однако, обнаруженный нами эффект настолько необычен, что наглядность может показаться недостаточным ар-

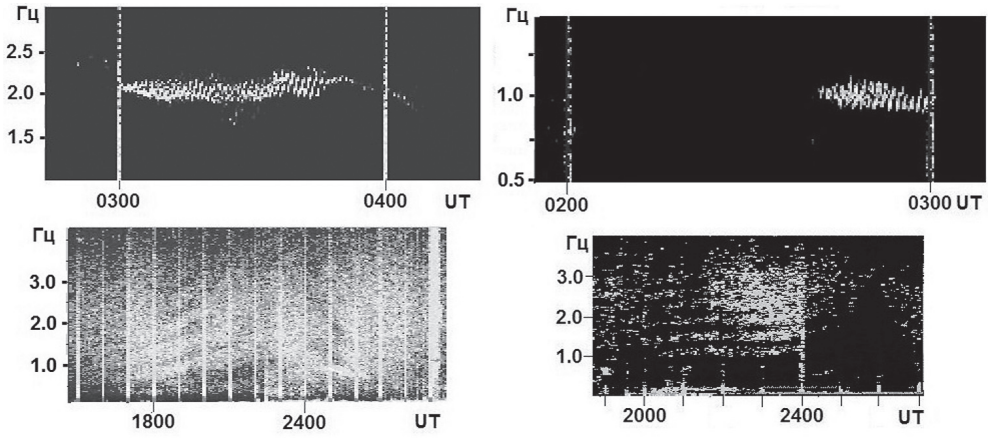


Рис. 1. Динамические спектры жемчужин (вверху) и IAR (внизу) по данным ГФО Борок. Возбуждение и гашение жемчужин (IAR) наблюдалось 22.11.1984 и 04.08.1985 гг. (07.08.1985 и 08.09.1988 гг.) соответственно [Гульельми и др., 2011]

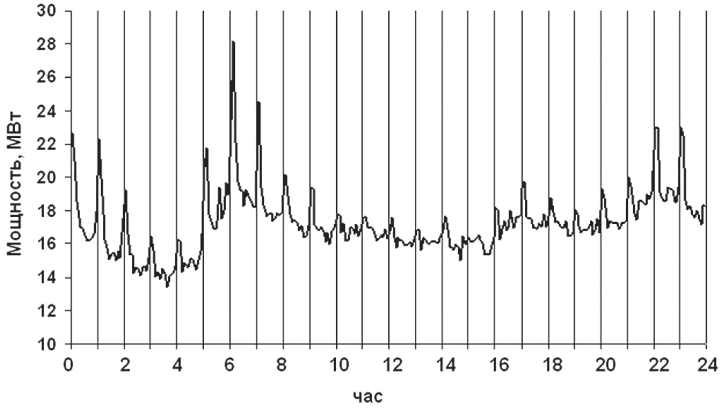


Рис. 2. Эффект часовых меток в одном из крупнейших промышленных регионов планеты [Гульельми, Зотов, 2012]

гументом. Поэтому в статье [Гульельми, Зотов, 2010] приведен результат статистического анализа для того, чтобы подтвердить факт синхронизации режима возбуждения Pc1 по часам мирового времени. Авторы статьи воспользовались каталогом жемчужин, который на протяжении десятилетий составляла Э.Т. Матвеева, ученица проф. В.А. Троицкой. Каталог содержит информацию о жемчужинах, зарегистрированных за 40 лет непрерывных наблюдений в Бороке. Результат анализа свидетельствует о статистической достоверности эффекта.

Часовые пульсации индустриальной активности человечества действительно существуют. Они обнаружены нами напрямую [Гульельми, Зотов, 2012] (см. рис. 2). Пульсации создаются спонтанно многими миллионами потребителей энергии, живущими по часам и неосознанно формирующими эффект курантов в техносфере. Подчеркнем, что синхронные пульсации мирового энергопотребления выявлены нами геофизическим методом.

Эффект переориентации форшока

На третьем Всероссийском семинаре-совещании «Триггерные эффекты в геосистемах» была представлена программа теоретического и экспериментального изучения ключевой роли ММП в формировании режима колебаний магнитосферы Земли. [Гульельми и др., 2015]. В данном разделе статьи мы представим два результата реализации указанной программы. Первый результат относится к зависимости возбуждения IAR от ориентации ММП. Он подробно описан в недавно опубликованной статье [Гульельми, Потапов, 2017б]. Поэтому ограничимся здесь краткими пояснениями.

На рис. 3 мы видим сечение магнитосферы плоскостью полуденного меридиана. Пунктирная линия изображает фронт околоземной ударной волны. Наклонные сплошные линии изображают проекции силовых линий ММП на плоскость фигуры. За ударным фронтом силовые линии имеют довольно сложную конфигурацию и здесь не показаны. Область форшока ограничена фронтом и той силовой линией, которая касается этого фронта. На левой и правой панелях указаны значения дихотомической переменной $\sigma = \text{sign}\,(B_x B_z)$. Мы видим, что север-южная асим-

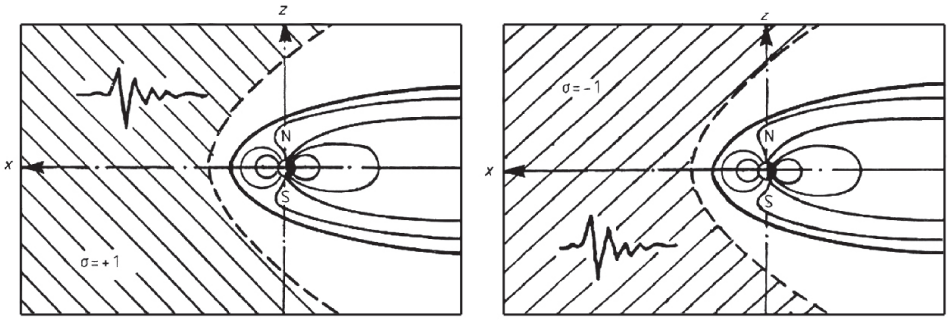


Рис. 3. Меридиональные сечения магнитосферы [Гульельми, Потапов, 2017б]

метрия расположения форшока качественно изменяется при изменении σ. Можно предположить, что электромагнитные волны, возбужденные в области форшока, будут проникать по преимуществу в южное полушарие при σ = –1 и в северное полушарие при σ = +1. Эти соображения подсказывают нам, что активность IAR, зарегистрированных в обсерватории северного полушария, выше при σ = +1, чем при σ = –1. Наблюдения IAR в обсерватории Монды ИСЗФ СО РАН подтвердили наше предсказание.

Второй результат относится к длиннопериодным колебаниям Ipcl (*Irregular pulsations continuous long*) [Куражковская, Клайн, 2012]. Пример УНЧ колебаний типа Ipcl представлен на рис. 4. Колебания наблюдались в обс. Мирный, расположенной в Антакртиде. Следует сказать, что в ГФО «Борок» ИФЗ РАН хранится богатейший архив УНЧ колебаний, которые были зарегистрированы в Мирном во время антарктических экспедиций ИФЗ АН СССР, организованных В.А. Троицкой.

Чтобы проанализировать Ipcl на предмет проверки гипотезы об активизации Ipcl при σ = –1, то есть благоприятной ориентации форшока, Б.И. Клайн использовал указанные архивные материалы, а также базу данных МЦД (http://www.wdcb.ru/stp/index.ru.html). Результат анализа амплитудного распределения Ipcl безусловно подтвердил нашу гипотезу. Активность Ipcl в Мирном выше при σ = –1, чем при σ = +1. Различие достоверно на уровне 0,95 по критерию Фишера (рис. 5).

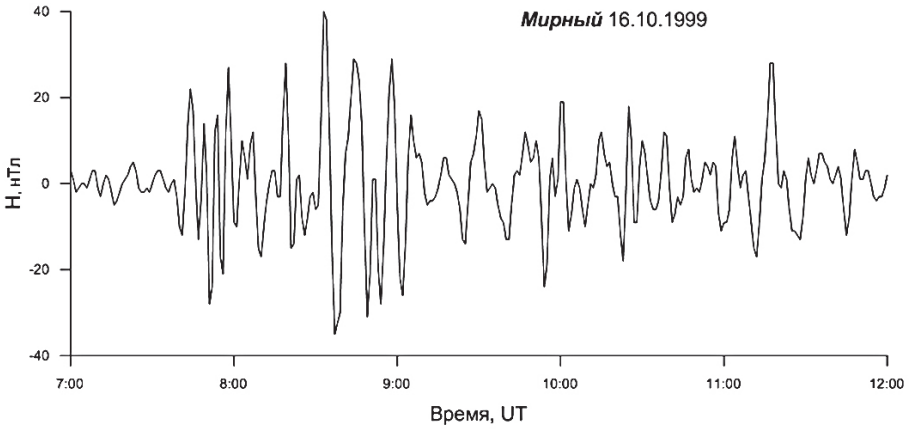


Рис. 4. Магнитограмма УНЧ колебаний Ipcl, зарегистрированных в Антарктиде

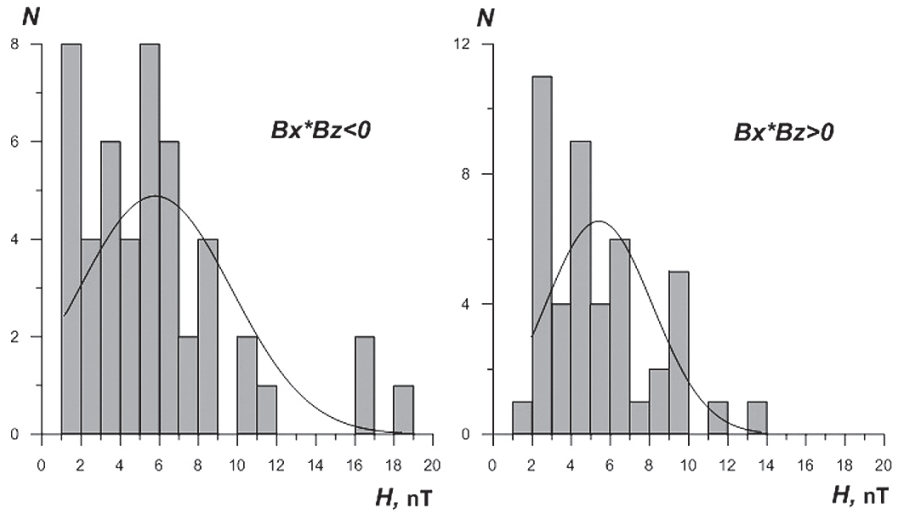


Рис. 5. Распределения УНЧ колебаний типа Ipcl по амплитуде

Обсуждение

Мы рассказали далеко не все о триггерных эффектах в магнитосфере. К сказанному можно было бы добавить, например, опережающий и запаздывающий эффекты межпланетных ударных волн [Guglielmi et al., 2000]. Не менее интересны эффекты секторной структуры ММП. О.Д. Зотов обнаружил слабую, но вполне определенную вариацию глобальной сейсмичности при пересечении Землей границы между секторами с противоположной направленностью ММП (к Солнцу, или от Солнца). Известно также, что при пересечении границы повышается активность жемчужин.

Обратим внимание на интересную особенность секторной границы: на ней сосредоточено сильное поле векторного потенциала магнитного поля. Другими словами, при пересечении границы происходит резкое изменение ориентации ММП и, вместе с тем, возникает также мощная вариация величины векторного потенциала. В этой связи давайте вспомним, что по данным гелиобиологии изменчивость магнитного поля определенным образом влияет на человека [Бреус и др., 2016]. В частности, она влияет на космонавта при пересечении космическим аппаратом секторной границы. Вполне понятно, что если рассматривать живой организм как классический объект, то вариацию величины векторного потенциала можно полностью игнорировать. Но у нас нет оснований исключить гипотезу о том, что живой организм является макроскопическим квантовым объектом [Гульельми, Рубан, 2016]. В таком случае величиной векторного потенциала пренебрегать нельзя, поскольку от нее зависит фаза комплексной волновой функции организма. В работе [Гульельми, Рубан, 2016] сформулирована программа лабораторного исследования этой проблемы и описана оригинальная конструкция так называемого Ф-источника поля А, то есть поля векторного потенциала.

Общий вид лабораторной установки показан на рис. 6. Для поиска зависимости поведения живой материи от векторного потенциала В.Ф. Рубан выбрал зелёную протококковую водоросль Chlorella vulgaris Beyerinck. (Культура любезно пре-

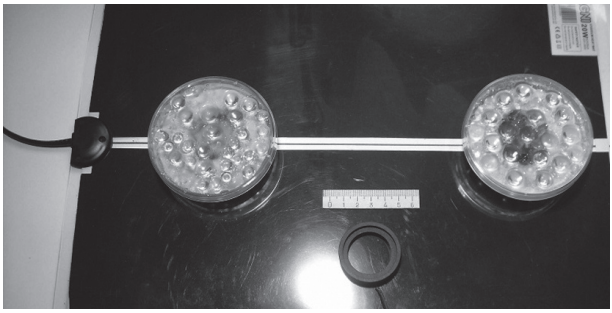


Рис. 6. Лабораторная установка для изучения воздействия на организмы векторного потенциала магнитного поля

доставлена ему кафедрой гидробиологии МГУ.) Препарат размещен в двух чашках Петри – опытной, находящейся над Ф-источником, и контрольной. Чашки вместе с источником А-поля и муляжом источника установлены на коврик подогрева мощностью 20 Вт. Приняты меры для того, чтобы обе чашки находились в строго одинаковых условиях (освещённость, температура, объём препарата). В процессе эксперимента контролировалась температура в помещении, температура чашек и температура коврика. Периодически выполнялось фотографирование препаратов для фиксации различий в цветовой насыщенности и конфигурации цветных пятен. На шестой день эксперимента в чашке над Ф-источником образовалось заметное зелёное пятно, по размерам и расположению совпадающее с площадью действующего А-поля. В дальнейшем, однако, пятно появилось и в контрольной чашке, но значительно более слабое.

Мы описали здесь предварительный результат одного из проведенных экспериментов лишь для того, чтобы информировать научную общественность о направлении и характере наших поисков. Вполне понятно, что нам предстоит еще долгий и кропотливый труд. Но как бы ни оценивать наши шансы на успех, эксперименты такого рода следует проводить, поскольку результат может оказаться важным с точки зрения магнитобиологии. В порядке обсуждения интересно было бы рассмотреть еще и вопрос об использовании Ф-источника в магнетохимии. Ограничимся здесь лишь постановкой вопроса, вполне аналогичного тому, который был поставлен в работе [Гульельми, Рубан, 2016]: нет ли зависимости химической реакционной способности в макрообъеме реагентов от векторного потенциала А? Однако формат данной статьи не позволяет развернуть эту тему.

Заключение

Валерия Алексеевна как-то сказала, что цель науки, помимо всего прочего, состоит в том, чтобы доставлять исследователю интеллектуальное наслаждение. В этом отношении наука сродни искусству. Занятия наукой и искусством роднит еще и то, что в обоих случаях от автора требуется высокое мастерство и в отделке деталей произведения, и в достижении совершенства общей композиции. Профессор Троицкая владела мастерством, необходимым исследователю. И мы, ее ученики, по мере способностей старались перенять это мастерство. Быть может поэтому идеи физики УНЧ колебаний магнитосферы, зародившиеся более полувека тому назад в научной школе под руководством В.А. Троицкой, не потеряли привлекательности в наши дни. Более того, они продолжают развиваться, а проблематика обогащается новыми нетривиальными задачами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 28 Президиума РАН и РФФИ (проекты №№ 16-05-00056 и 16-05-00631).

Литература

Беляев П.П., Поляков СВ., Рапопорт В.О., Трахтенгерц В.Ю. Теория формирования резонансной структуры атмосферного электромагнитного шумового фона в диапазоне короткопериодных геомагнитных пульсаций // Изв. вузов. Радиофизика. 1989. Т. 32. № 7. С. 802–810.

Бреус Т.К., Бинги В.Н., Петрукович А.А. Магнитный фактор солнечно-земных связей и его влияние на человека: физические проблемы и перспективы // УФН. 2016. Т. 186. С. 568–576.

Гульельми А.В. Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. 2007. Т. 177. № 12. С. 1257–1276.

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., Довбня Б.В., Потапов А.С., Хаякава М. Эффект часовых меток в активности электромагнитных колебаний Pc1 как свидетельство антропогенного воздействия на ионосферу и магнитосферу // Солнечно-земная физика. 2011. Вып. 19. С. 88–92.

Гульельми А.В., Зотов О.Д. 15-минутная модуляция геоэлектромагнитных волн Pc1 // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 1. С. 64–71.

Гульельми А.В., Зотов О.Д. Явление синхронизма в динамической системе магнитосфера-техносфера-литосфера // Физика Земли. 2012. № 6. С. 23–33.

Гульельми А.В., Потапов А.С. Волны от Солнца: К столетию со дня рождения В.А. Троицкой // Солнечно-земная физика. 2017а. Т. 3. № 3.

Гульельми А.В., Потапов А.С. Влияние межпланетного магнитного поля на УНЧ колебания ионосферного резонатора // Космические исследования. 2017б. Т. 55. № 4. С. 263–267.

Гульельми А.В., Потапов А.С., Довбня Б.В. Ключевая роль межпланетного магнитного поля в формировании режима колебаний магнитосферы Земли // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы третьего Всероссийского семинара-совещания / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М. : ГЕОС. 2015. С. 328–334.

Гульельми А.В., Рубан В.Ф. К 120-летию со дня рождения А.Л. Чижевского // Солнечно-земная физика. 2016. Т. 2. № 4. С. 98–103.

Гульельми А.В., Троицкая В.А. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы. М. : Наука. 1973. – 208 с.

Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Влияние параметров солнечного ветра и межпланетного магнитного поля на формирование всплесковых режимов длиннопериодных иррегулярных пульсаций // Геомагнетизм и аэрономия. 2012. Т. 52. № 4. С. 482–493.

Троицкая В.А. Классификация быстрых вариаций магнитного поля и земных токов // Геомагнетизм и аэрономия. 1964. Т. 4. № 3. С. 615–616.

Троицкая В.А., Гульельми А.В. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы // УФН. 1969. Т. 97. № 3. С. 453–494.

Guglielmi, A., Kangas J., Kultima J., Potapov A. An increase in Pc 1 wave activity prior to magnetic sudden impulses SI // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 25185–25190.

Troitskaya V.A. Pulsations of the Earth`s electromagnetic field with periods of 1-15 sec and their connection with phenomena in the high atmosphere // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. № 1. P. 5–18.

Troitskaya V.A., Guglielmi A.V. Geomagnetic micropulsations and diagnostics of the magnetosphere // Space Sci. Rev. 1967. V. 7. № 5/6. P. 689–769.

УДК 551.510.413.5

УТОЧНЕНИЕ ИСХОДНЫХ ПАРАМЕТРОВ ДЕТЕРМИНИРОВАННО-ВЕРОЯТНОСТНОЙ МОДЕЛИ D-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ И СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАДИОФИЗИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ

С.З. Беккер

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Рассматриваются новые методы уточнения детерминированно-вероятностной модели ионосферы на примере D-области. Сравниваются плотности вероятности входных параметров, рассчитанные в 2014 и 2017 гг. Обсуждаются плюсы и минусы усовершенствованной модели, и предложены новые способы повышения ее точности.

Введение

Ионосфера как непостоянная непрерывно изменяющаяся среда корректно может быть описана исключительно вероятностными моделями. На сегодняшний день ни у нас, ни за рубежом такие модели практически не разрабатываются. Наиболее перспективной из вероятностных моделей является детерминированно-вероятностная модель, в которой варьируются параметры, входящие в уравнения ионизационно-рекомбинационного цикла. Первый вариант такой модели был разработан в 2014 году на примере D-области ионосферы в интересах решения задач распространения СДВ-ДВ волн [Козлов и др., 2014; Беккер, 2014]. Анализ системы уравнений с учетом современных представлений о D-области на высотах ниже 100 км показал, что наиболее изменчивыми (или неизвестными) параметрами являются: α_i, α_d, q, $[CO_2]$, $[H_2O]$, $[O_3]$ и T. В 2014 г. средние значения, пределы варьирования и законы распределения этих параметров были выбраны на основании анализа большого объема литературы. Однако стоит отметить, что такая оценка носила довольно приблизительный характер. По рассчитанным электронным профилям были построены кривые плотности вероятности распределения амплитуды СДВ волны на среднеширотной трассе длиной ~2000 км. Полученные кривые в различных

гелиогеофизических условиях сравнивались с независимыми экспериментальными кривыми плотности вероятности амплитуды волны, построенными по измерениям ГФО «Михнево» ИДГ РАН.

Целью настоящей работы является уточнение этих параметров по экспериментальным данным, полученным из различных источников, и верификация результатов обновленной модели по радиофизическим данным.

Сравнение предыдущей и новой моделей

Предыдущая модель имела грубое разбиение на ночные и дневные часы и была ограничена средними широтами, то есть фактически работала только в спокойных магнитных условиях. На данный момент в различных гелиогеофизических условиях удалось найти достаточно массивные банки данных концентраций [CO_2], [O_3], [H_2O] и температуры *T*. Такое количество экспериментальных значений позволяет решить задачу при различных условиях солнечной и магнитной активности и для разных трасс (среднеширотная, полярная, меридианная) и, как следствие, сопоставить рассчитанные радиофизические параметры с экспериментальными значениями на разных частотах.

Одно из важных преимуществ усовершенствованной детерминированно-вероятностной модели D-области ионосферы заключается в том, что теперь можно не ограничиваться конкретными законами распределения, а использовать полученные кривые плотности вероятности напрямую, то есть генерировать с помощью датчика случайных чисел (ДСЧ) входные значения системы согласно полученным по экспериментальным данным кривым. Сопоставление исходной кривой плотности вероятности и кривой, полученной при генерации 10 000 значений, на примере [H_2O] на высоте 65 км приведено на рис. 1. Как видно из рисунка, указанного количества значений достаточно для описания исходной функции с высокой точностью. Подобное согласие присутствует практически на всех графиках, соответствующих другим параметрам, высотам и геофизическим условиям. Исключение составляют лишь случаи с малым объемом экспериментальных данных или их рваным характером.

На рис. 2–5 представлены кривые плотности вероятности распределения обсуждаемых входных параметров, построенные согласно «интуитивно» выбранным законам распределения и пределам варьирования в 2014 г. и построенные на основании большого объема экспериментальных данных. В качестве примера графики приведены для двух высот D-области – 50 и 65 км. В ряде случаев наблюдается принципиальное отличие кривых. Так, например, в первоначальном варианте было допущено, что температура и концентрация озона

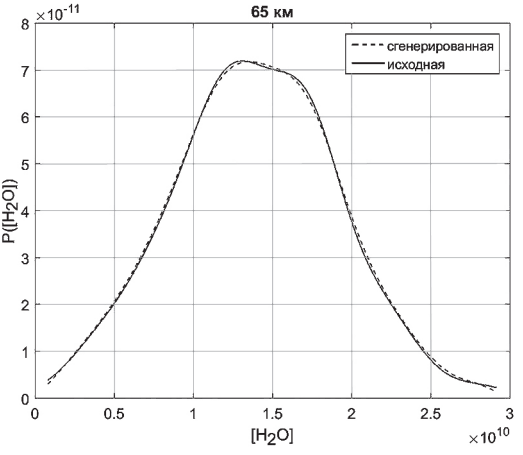


Рис. 1. Плотность вероятности распределения [H_2O] на высоте 65 км, построенная по экспериментальным данным и сгенерированная с помощью ДСЧ

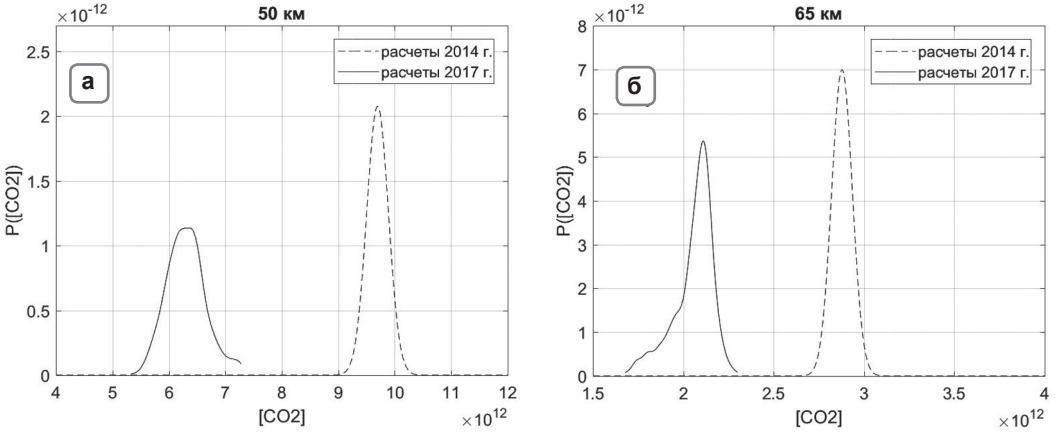


Рис. 2. Плотности вероятности распределения [CO_2], полученные в 2014 и 2017 гг. на высотах 50 км (а) и 65 км (б)

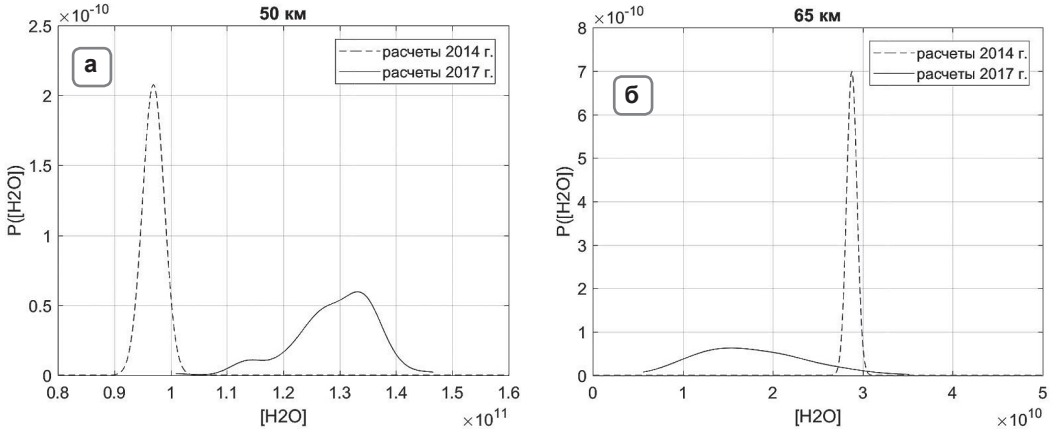


Рис. 3. Плотности вероятности распределения [H_2O], полученные в 2014 и 2017 гг. на высотах 50 км (а) и 65 км (б)

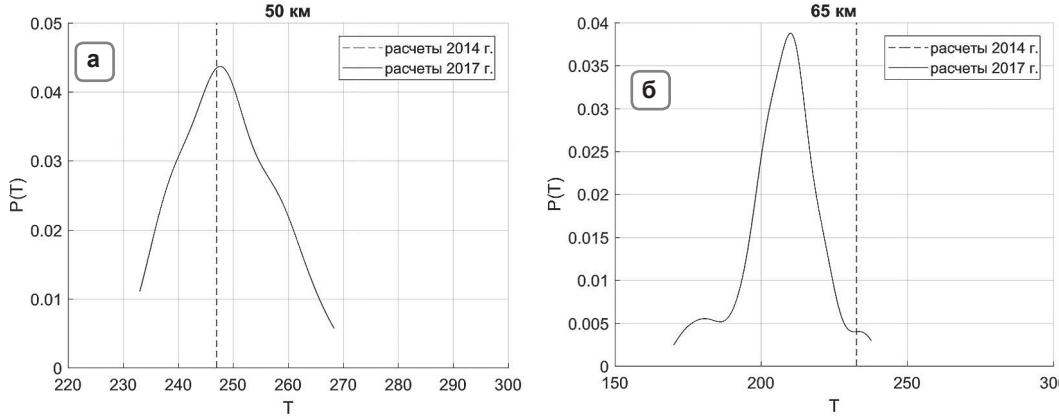


Рис. 4. Плотности вероятности распределения T, полученные в 2014 и 2017 гг. на высотах 50 км (а) и 65 км (б)

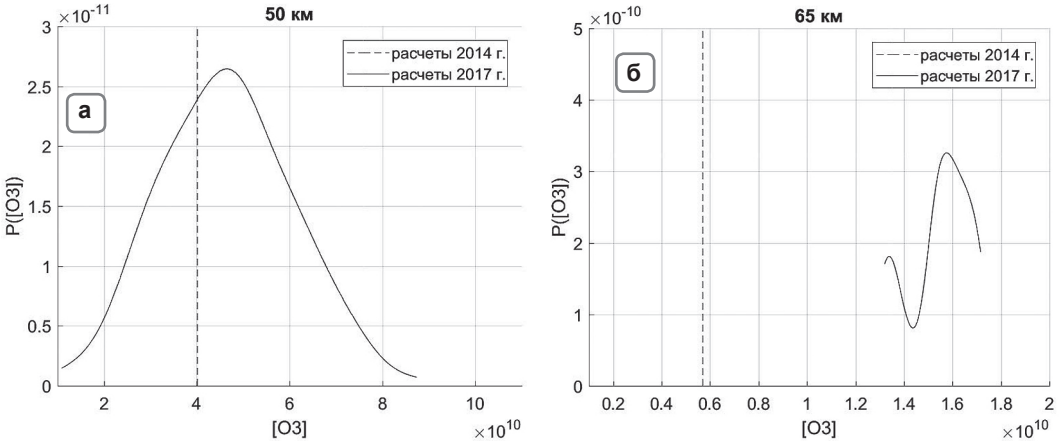


Рис. 5. Плотности вероятности распределения [O_3], полученные в 2014 и 2017 гг. на высотах 50 км (а) и 65 км (б)

подчиняются равномерному закону распределения, но более точный анализ демонстрирует соответствие закону распределения, напоминающему нормальный или логнормальный закон (рис. 4–5).

Заключение

Предполагается, что проделанная работа позволит улучшить согласие теоретических результатов новой детерминированно-вероятностной модели D-области ионосферы с независимо полученными экспериментальными значениями радиофизических параметров в различных гелиогеофизических условиях и на разных трассах.

На данный момент также проведен анализ чувствительности решений уравнений ионизационно-рекомбинационного цикла ко всем входным параметрам [Беккер и др., 2016]. В результате получено, что наиболее весомой величиной является скорость ионизации q (что также естественно по чисто физическим соображениям). Поэтому следующим принципиальным шагом повышения точности модели является уточнение концентрации [NO], которая существенным образом влияет на высотный профиль q. Однако банки данных последних величин в свободном доступе отсутствуют.

Литература

Беккер С.З. Результаты расчетов распространения СДВ-ДВ на двух статистических моделях Д-области ионосферы и их сравнение с экспериментальными данными, полученными в обсерватории ИДГ РАН «Михнево»: Труды 57 научной конференции МФТИ с международным участием «Актуальные проблемы фундаментальных и прикладных наук в области физики» (Тезисы докладов). Москва. 2014. Т. 1. С. 250–251.

Беккер С.З., Козлов С.И., Ляхов А.Н. О некоторых методах повышения точности статистических моделей D-области ионосферы: Труды IV Всероссийской научной кон-

ференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды». Санкт-Петербург. 2016. С. 62–66.

Козлов С.И., Ляхов А.Н., Беккер С.З. Основные принципы построения вероятностно-статистических моделей ионосферы для решения задач распространения радиоволн // Геомагнетизм и аэрономия. Москва. 2014. Т. 54. № 6. С. 767–779.

УДК 550.386

ТРИГГЕРНЫЙ РЕЖИМ В ДИНАМИКЕ МАГНИТОСФЕРЫ

О.Д. Зотов, Б.И. Клайн

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН,
пос. Борок, Ярославская обл., ozotov@inbox.ru

Работа посвящена исследованию особенностей в динамике активности земной магнитосферы. Для анализа использованы ряды суточных значений чисел Вольфа, магнитосферной активности (Ap-индекс) и различных параметров солнечного ветра за период с 1932 по 2000 годы. В динамике магнитосферы обнаружен эффект резкого перехода из хаотического состояния (шум в широкой полосе в максимуме солнечной активности) в квазипериодическое (27-дневная периодичность в минимуме солнечной активности) и обратно – триггерный режим. Предположено, что именно хаотическая компонента солнечной активности определяет режим переключения от хаоса к порядку в динамике Ap-индекса.

Введение

Исследование посвящено одной из обнаруженных нами особенностей в динамике активности земной магнитосферы – смене режима динамики Ap-индекса. 27-дневная периодичность в магнитосферной активности давно и хорошо известна (см., например, [Акасофу и Чепмен, 1975]). Она имеет солнечное происхождение и связана с воздействием на магнитосферу Земли потоков солнечной плазмы, параметры которой формируются долгоживущими (как минимум несколько оборотов Солнца) активными областями на Солнце. Также солнечное происхождение имеет и 11-летняя периодичность в активности магнитосферы. В [Webb et al., 2001] отмечено, что «…кривая зависимости интенсивности геомагнитных возмущений от времени имеет два максимума, которые связаны с максимумами 11-летнего цикла солнечной активности». Причем, если первый максимум связывается с транзиентной (спорадической) солнечной активностью, то второй – с рекуррентной солнечной активностью, которая и определяется 27-дневным периодом вращения Солнца.

Работа посвящена исследованию особенностей отклика магнитосферы на внешнее воздействие. Мы попытались найти кардинальные отличия крупномасштаб-

ной (в рамках 11-летнего цикла) динамики магнитосферы от динамики параметров Солнца как звезды, солнечного ветра (СВ) и межпланетного магнитного поля (ММП) и понять, что в изменениях активности магнитосферы относится к внутренней динамике, а что к реакции на внешнее воздействие. В работе предпринята попытка ответить на вопрос, какой параметр динамики солнечной активности и/или межпланетной среды определяет особенности режима в динамике магнитосферы.

Исходные данные

Для анализа были использованы ряды солнечной активности – суточных значений чисел Вольфа (SSN – Sun Spot Numbers, www.wdcb.ru), магнитосферной активности – суточные значения Ap-индекса, www.wdcb.ru), суточные данные о параметрах межпланетной среды (каталог OMNI, http://nssdcftp.gsfc.nasa/gov/omniweb) и литературные данные о динамике различных параметров Солнца и солнечного ветра за период в несколько последних солнечных циклов.

Результаты анализа

На рис. 1 (внизу) приведен динамический спектр Ap-индекса. В верхней части рисунка серая и черная кривые отражают динамику усредненной солнечной (SSN) и магнитосферной (Ap-индекс) активности соответственно.

Как отмечено во Введении, действительно усредненная динамика величины Ap-индекса (черная кривая) демонстрирует в каждом 11-летнем солнечном цикле наличие двух максимумов в окрестности максимума солнечной активности (серая кривая). Также, сравнение динамики усредненной величины Ap-индекса (черная кривая) с динамическим спектром Ap-индекса показывает, что действительно пер-

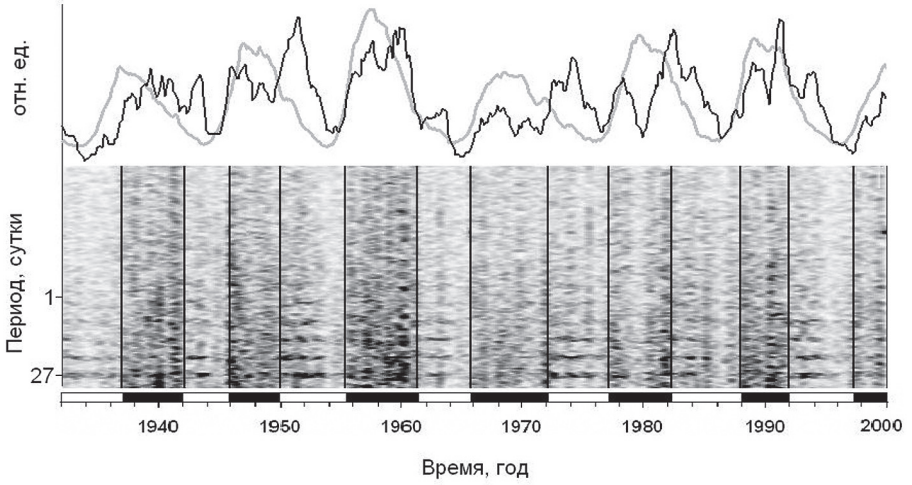


Рис. 1. Динамический спектр Ap-индекса (внизу) и усредненная динамика солнечной (SSN, серая кривая вверху) и магнитосферной (Ap-индекс, черная кривая вверху) активностей с 1932 по 2000 год

вые максимумы Ap-индекса связаны со спорадической солнечной активностью, а вторые – с рекуррентной солнечной активностью. Об этом свидетельствует наличие 27-дневной периодичности и ее гармоник на динамическом спектре в интервалы времени, отмеченные белым цветом на оси времени и хаотический (шумовой) характер спектра в интервалы времени, отмеченные черным цветом на оси времени.

Итак, в каждом из 11-летних циклов динамика Ap-индекса демонстрирует хаотическое и квазипериодическое поведение, однако в смене режимов есть одна общая удивительная закономерность. Видно, что в каждом из 11-летних циклов динамика спектральной плотности Ap-индекса разбивается на два паттерна. В первом динамика демонстрирует хаотическое поведение (шум в широкой полосе в максимуме солнечной активности), во втором – наблюдается одновременно периодическое (27-дневная периодичность в минимуме солнечной активности) и хаотическое поведение. В масштабе 11-летнего цикла, переход из хаотического состояния в квазипериодическое происходит достаточно быстро, как будто происходит переключение магнитосферы из одного динамического состояния в другое – из состояния хаоса к упорядоченному состоянию. Моменты резкой смены режима отмечены вертикальными черными линиями и черно-белой градацией на оси времени. Это позволяет говорить о триггерном режиме в динамике магнитосферной активности. Именно это переключение режима и составляет предмет изучения данной работы.

В связи с резкой сменой режима Ap-индекса возникают следующие вопросы. Почему наблюдается подобие триггерного эффекта (режим переключения) в хаотической и квазипериодической динамике Ap-индекса? Найдется ли в системе Солнце–Земля параметр, динамика которого совпадала бы с динамикой Ap-индекса? Существует ли физический агент (внешняя сила), который является определяющим для формирования эффекта переключения режима в динамике магнитосферы? Чем определяется триггерный режим – процессами на Солнце, в солнечном ветре или внутренней динамикой магнитосферы?

Для поиска внешних факторов, оказывающих определяющее влияние на поведение (динамику) Ap-индекса, нами был проведен анализ различных характеристик Солнца, солнечного ветра и межпланетного магнитного поля. На рис. 2 приведен динамический спектр чисел пятен Вольфа и усредненная динамика солнечной активности (черная кривая в верхней части рисунка) с 1932 по 2000 год. Видно, что в динамике SSN наблюдается 27-дневная периодичность (но гармоники отсутству-

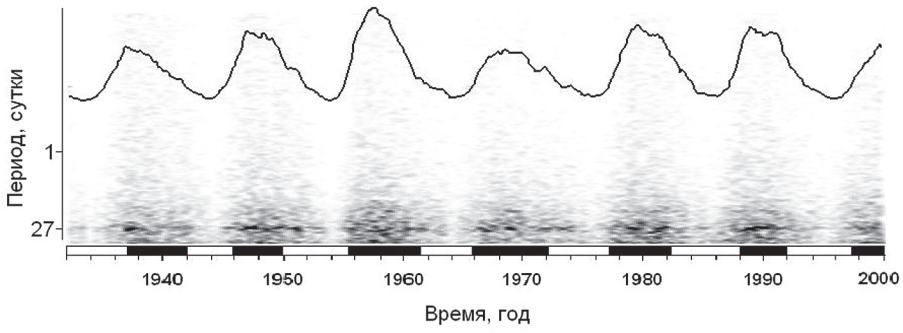


Рис. 2. Динамический спектр чисел пятен Вольфа и усредненная динамика солнечной активности (SSN, черная кривая) с 1932 по 2000 год

ют), причем амплитуда этой периодичности максимальна в максимуме солнечной активности и практически равна нулю в минимуме солнечной активности. Сравнение динамических спектров SSN и Ap-индекса (см. рис. 1) позволяет сделать вывод, что динамика числа солнечных пятен напрямую не связана, не коррелирует с режимом переключения динамики Ap-индекса.

Дополнительно мы сравнили динамические спектры Ap-индекса с динамическими спектрами радиоизлучения Солнца, общего магнитного поля (ОМП) Солнца как звезды [Лившиц и Обридко, 2006], северо-южной асимметрии солнечной активности [Бадалян и др., 2001], широтного распределения центров пятнообразования (Закон Шпёрера и его графическое воплощение – «бабочки» Маундера, https://ru.wikipedia.org). Из проведенного анализа следует, что рассмотренные характеристики Солнца не определяют режим переключения динамики Ap-индекса.

Обратимся к параметрам межпланетной среды. В работе [Mursula and Zieger, 1996] приведены спектры мощности различных параметров солнечного ветра и ММП, а именно: скорости солнечного ветра, его температуры и ионной плотности, направления и величины радиальной компоненты ММП, Bz-компоненты ММП. Спектры всех этих параметров (обработаны данные за несколько десятков лет) содержат 27-дневную периодичность и ее гармоники, но о переключении режима в динамике этих параметров по данным спектров ничего сказать нельзя.

Работа [Ермолаев и др., 2008] посвящена исследованию динамики различных крупномасштабных типов солнечного ветра в циклах солнечной активности с 1976 по 2000 годы. Не вдаваясь в подробности, отметим, что в этой работе представлены графики динамики следующих типов солнечного ветра, а именно: гелиосферного токового слоя (HCS), области сжатия на границе взаимодействия быстрого и медленного потоков солнечного ветра (CIR – corotating interaction region), всех подтипов магнитных облаков (MC – magnetic cloud), всех подтипов проявления выброса корональной массы (CME – coronal mass ejection) в межпланетном пространстве – Ejecta, Sheath (области сжатия перед быстрым MC) перед Ejecta, Sheath перед MC, быстрого солнечного ветра (тип Fast), медленного солнечного ветра (тип Slow). Динамика рассмотренных параметров также не содержит указаний на возможную корреляцию с моментами переключения режима в Ap-индексе.

Мы проанализировали динамические спектры параметров СВ и ММП (по данным каталога OMNI): температуры и плотности протонов, давления и скорости потока солнечного ветра, электрического поля в СВ, компоненты Bx, By и Bz ММП. Для примера на рис. 3 даны динамические спектры Bx и Bz компонент ММП.

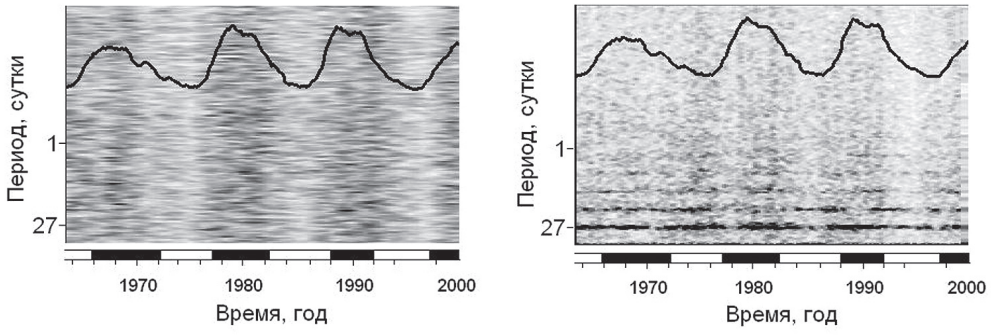


Рис. 3. Динамические спектры компонент ММП (слева – Bz, справа – Bx компоненты) и усредненная динамика солнечной активности (черная кривая) на интервале 1963–2000 гг.

Общий вывод, который следует из анализа динамических спектров – динамика этих параметров не определяет режим переключения динамики Ap-индекса. Таким образом, ни рассмотренные характеристики Солнца как звезды, ни параметры межпланетной среды – солнечного ветра и межпланетного магнитного поля не определяют режим переключения динамики Ap-индекса.

Обсуждение

В литературе неоднократно поднимался вопрос, в какой степени внешние воздействия сказываются на собственной динамике магнитосферы и, более того, присуща ли она магнитосфере как таковой. К примеру, одну из попыток ответить на этот вопрос можно найти в статье [Roberts, 1991] где, используя методы хаотической динамики, показано, что «…в магнитосферной динамике существует маломерный и, вероятно, странный аттрактор».

В работе [Zotov et al., 2008] предпринята попытка ответить на вопрос – содержится ли в динамике солнечной активности, представленной в виде чисел Вольфа (серая кривая на рис. 1), информация об усредненной динамике магнитосферной активности (Ap-индекс, черная кривая на рис. 1). В этой работе показано, что крупномасштабная (~11 лет) усредненная динамика магнитосферы коррелирует с усредненной динамикой хаотической компоненты чисел Вольфа. Этот результат был получен с помощью метода нединамического порогового сканирования [Анищенко и др., 1999] и, кроме того, было показано, что существует оптимальная амплитуда шумового воздействия на магнитосферу, когда коэффициент корреляции хаотической компоненты чисел Вольфа и Ap-индекса имеет максимум [Zotov et al., 2008]. Это существенный признак проявления так называемого эффекта стохастического резонанса [Анищенко и др., 1999], обнаружение которого позволяет говорить о геоэффективности хаотической компоненты чисел Вольфа. Но триггерный режим в динамике Ap-индекса отмечен не был, так как динамические спектры не анализировались.

Магнитосферу Земли можно рассматривать как нелинейную метастабильную систему с собственными шумами, находящуюся под действием внешней силы – хаотической компоненты солнечной активности. Даже слабый внешний шум, воздействующий на нелинейную систему, может эффективно изменять ее состояние.

Известно [Horsthemke and Lefever, 1984], что если на вход простой нелинейной системы, описываемой уравнением

$$\dot{x} = (\lambda x - x^m) + \sigma \cdot f(t) \qquad (1)$$

подать δ – коррелированный шум (Gaussian noise), то на выходе наблюдается сигнал, распределение амплитуд которого имеет так называемый «тяжелый хвост». Важно подчеркнуть, что в таких системах существуют индуцированные шумом фазовые переходы.

Видимо, магнитосфера принадлежит к классу таких систем. В [Zotov et al., 2008] показано, что распределение по амплитуде суточных значений хаотической компоненты чисел Вольфа δ – коррелированный шум, а функция распределения суточных значений Ap-индекса хорошо аппроксимируется произведением степенной и экспоненциальной функций. Это распределение с «тяжелым хвостом». Следователь-

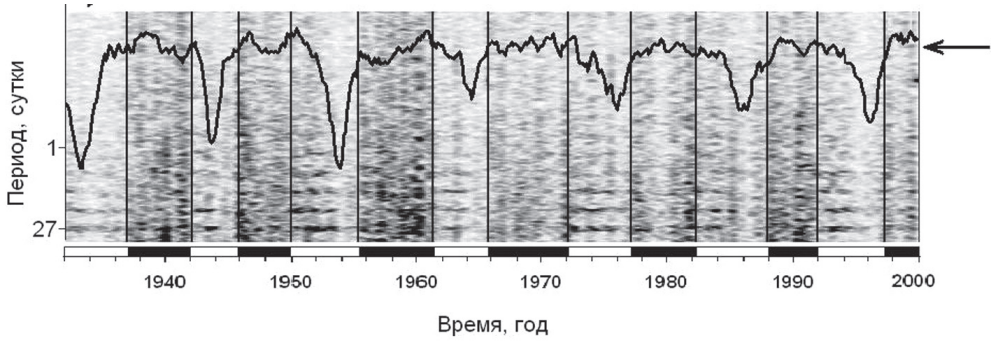


Рис. 4. Динамический спектр Ap-индекса и усредненная динамика параметра «хаотичности» (черная кривая). Пояснения в тексте

но, статистика магнитосферной динамики может быть описана с помощью приведенной выше модели. В этой модели именно хаотическая компонента солнечной активности определяет особенности динамики активности магнитосферы. Другими словами, магнитосферу можно рассматривать как систему, находящуюся в метастабильном состоянии, действие внешнего шума на которую приводит к появлению случайных переключений между аттракторами системы.

В связи с вышеизложенным возникает вопрос: не связано ли переключение режимов Ap-индекса с особенностями динамики хаотической компоненты SSN? На рис. 4 (кривая в верхней части рисунка) приведена усредненная динамика параметра «хаотичности» чисел Вольфа. Параметр «хаотичности» получен путем преобразования ряда суточных значений чисел Вольфа в последовательность нулей и единиц: каждому локальному максимуму приписано значение равное единице, всем остальным значениям – равное нулю. Усреднение проведено скользящим средним с шириной окна 365 дней и шагом 1 день. Введенный таким образом параметр может служить мерой, которая характеризует максимальную частоту флуктуаций шумовой компоненты чисел Вольфа.

Очевидна корреляция этого параметра с наблюдаемым переключением режимов Ap-индекса. Видно, что значение параметра «хаотичности» сохраняется примерно на одном уровне там, где солнце «включилось» (этот уровень отмечен на рис. 4 стрелкой) и магнитосфера демонстрирует хаотическое поведение (интервалы времени, отмеченные черным цветом на оси времени). Когда же значение параметра «хаотичности» уменьшается, магнитосфера переходит в квазипериодический режим. Мы полагаем, что именно хаотическая компонента солнечной активности определяет особенности динамики земной магнитосферы.

Выводы

Показано, что в каждом из 11-летних циклов динамика спектральной плотности Ap-индекса разбивается на два паттерна. В первом магнитосфера демонстрирует хаотическое поведение (шум в широкой полосе в максимуме солнечной активности), во втором – квазипериодическое (слабый шум и 27-дневная периодичность и ее гармоники в минимуме солнечной активности). Динамика ни одного из исследованных параметров на Солнце и в солнечном ветре не коррелирует с

переключением от хаоса к порядку и наоборот, которое наблюдается в динамике Ap-индекса.

Магнитосферу можно рассматривать как находящуюся в метастабильном состоянии динамическую систему, на которую действует внешняя сила. Эта сила состоит из квазипериодических и хаотических компонент. Влияние внешнего шума на такую систему, по-видимому, приводит к появлению случайных переключений между аттракторами системы. В результате динамика магнитосферной активности определяется свойствами внешнего шума

Предположительно, прямо или косвенно (через трансформацию в солнечном ветре – пока прямой агент с очевидностью не найден), хаотическая компонента динамики чисел Вольфа определяет триггерный режим переключения от хаоса к порядку в динамике Ap-индекса.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00056).

Литература

Акасофу С., Чепмен С. Солнечно-земная физика. М. : Мир., 1975, – 512 с.

Анищенко В.С., Нейман А.Б., Мосс Ф., Шиманский-Гайер Л. Стохастический резонанс как индуцированный шумом эффект увеличения степени порядка // УФН. Т. 169, № 1, 1999. С. 7–38.

Бадалян О.Г., Обридко В.Н., Рыбак Я., Сикора Ю. Северо-южная асимметрия солнечной активности // Солнце в эпоху смены знака магнитного поля: Сб. трудов ГАО РАН. СПб. : 2001. С. 33–40.

Ермолаев Ю.И., Николаева Н.С., Лодкина И.Г., Ермолаев М.Ю. Относительная частота появления и геоэффективность крупномасштабных типов солнечного ветра // Космические исследования, 2010. Т. 48, № 1, с. 3–32.

Лившиц И.М., Обридко В.Н. Изменения дипольного магнитного момента солнца в течение цикла активности // Астрономический журнал. Т. 83, № 11, 2006, с. 1031–1041.

Horsthemke W., Lefever R. Noise-Induced Transitions // Springer-Verlag, Berlin, 1984.

Mursula K., Zieger B. The 13,5-day periodicity in the Sun, solar wind, and geomagnetic activity: The last three solar cycles // J. Geophys. Res., 101, 1996, 27077–27090.

Roberts D.A. Is there a strange attractor in the magnetosphere? // J. Geophys. Res, v. 96, 1991, p. 16031–16046.

Webb D.F., Crooker N.U., Plunkett S.P., St. Cyr O.C. The solar sources of geoeffective structure // In Space Weather. AGU Geophys. Monogr. 125, 2001. – 123 p.

Zotov O.D., Klain B.I., Kurazhkovskaya N.A. Stochastic resonance in the Earth's magnetosphere // Proceedings of the 7th International Conference «Problems of Geocosmos». (St. Petersburg, May 26–30, 2008) / Ed. by V.N. Troyan, M. Hayakawa, V.S. Semenov. SPb. : 2008. – 505 p. ISBN 978-5-9651-0303-4.

УДК 551.509

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ЭМИССИИ МЕТАНА В ПОЛЯРНОЙ ЗОНЕ

В.В. Адушкин, В.П. Кудрявцев

Институт динамики геосфер РАН, Москва,
vrudryvcev41@mail.ru

Проведённый анализ наземных, морских и спутниковых измерений потоков метана в Арктике показал, что увеличение эмиссии метана из таких резервуаров захороненного метана, как метановые газогидраты, зоны вечной мерзлоты, северных болот может заметно превысить мощность антропогенных источников. При этом вклад парникового эффекта от работы положительных обратных связей может оказаться сравнимым или даже превысить антропогенный вклад в арктической зоне. Модельные расчеты показали, что изменения концентраций метана, воды, гидроксила и озона в условиях повышения эмиссии метана приводят к возникновению положительной обратной связи с потеплением в районе выбросов. Включение при повышении температуры, механизмов по высвобождению метана из естественных резервуаров приводит к еще большему накоплению метана в атмосфере и большему потеплению. При этом увеличение эмиссии антропогенных источников нужно рассматриваться, как своеобразный спусковой крючок, который запускает значительно более мощные процессы.

Введение

Известно, что по степени влияния на радиационный баланс атмосферы и развитие парникового эффекта метан является третьим по значимости (после паров воды и двуокиси углерода) парниковым газом. Метан интенсивно поглощает тепловое излучение Земли в инфракрасной области спектра на длине волны 7,66 мкм. До недавнего времени вклад метана в общий парниковый эффект составлял около 0,8 °С [Монин и др., 2000]. Но благодаря быстрому росту его содержания в атмосфере, его влияние заметно возрастает. Согласно современным представлениям, доля метана в приросте средней глобальной температуры атмосферы составляет 13–15% от суммарного парникового эффекта, а изменения средней глобальной температуры атмосферы обусловлено усилением парникового эффекта и, в частности, увеличением в ней концентрации метана.

Можно считать, что в настоящее время природа действующих источников метана известна. Однако величина и доля, вносимая в глобальный поток конкретным источником всё ещё недостаточно ясна. Поступление метана в атмосферу Земли от антропогенных источников, связанных с жизнедеятельностью человека достаточно хорошо оценивается по данным мониторинга. Большую сложность вызывают оценки природных источников из недр земли и океана. Большие трудности вызывает оценка эмиссии метана из залежей метановых гидратов в связи с отсутстви-

ем надёжных сценариев поведения этих залежей при потеплении. Явно недооценены из-за трудностей натурных наблюдений такие источники метана в арктической зоне как озёра, океан и тундра. Обращает на себя внимание тот факт, что в бюджете метана, предлагаемым межправительственной группой экспертов по изменению климата (IPCC-2007), на всю гидросферу приходится 20–25 Мт/год CH_4. При этом следует иметь в виду, что 70% поверхности Земли занимает океан.

Особенности поведения концентрации и потока метана в атмосфере

По данным [IPCC, 2007] глобальный поток метана в атмосферу составляет около 600 Мт/год. При этом считается, что на долю источников, связанных с различными природными механизмами эмиссии метана, приходится менее 200 Мт/год. Такой мощный источник метана как газогидраты в [IPCC, 2007] практически совсем не принимается во внимание. В тоже время установлено, что в арктическом регионе (севернее 66°N) потоки метана из газовых гидратов составляют около 50% от потока, а севернее 75°N поток метана из газовых гидратов является его единственным источником [Yamamoto et al., 2009]. На такие источники как озёра, океан и тундра в арктической зоне по оценкам IPCC-2007 приходятся незначительная доля эмиссии метана (10–20 Мт/год), в основном это объясняется трудностями натурных наблюдений. В настоящее время ежегодное увеличение концентрации CH_4 в атмосфере составляет 0,3–1,0%. Существует мнение, что прирост концентраций CH_4 в атмосфере ассоциирован с антропогенной деятельностью человека. Однако указанное предположение не объясняет целый ряд особенностей поведения концентрации метана в атмосфере Земли.

Используя результаты измерений концентраций метана в различных регионах мира в различные годы, нами были рассчитаны [Адушкин, Кудрявцев, 2010] широтные зависимости средне годичных значений концентраций метана и сезонные зависимости скорости изменения массы и потока метана в атмосферу Земли. Широтные зависимости концентраций метана представлены на рис. 1. Из рис. 1 видно, что в СП концентрация метана с увеличением широты ежегодно возрастает, имея максимум в полярной зоне. При этом арктический максимум концен-

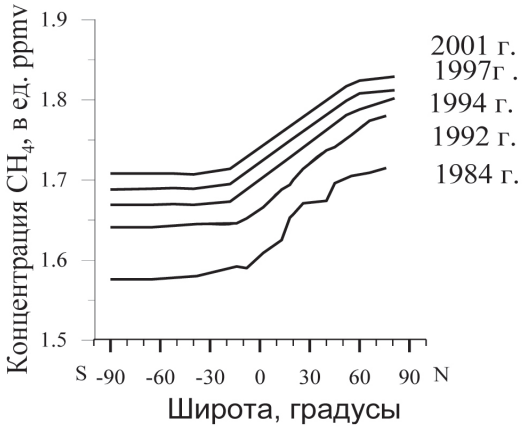


Рис. 1. Широтная зависимость концентрации метана

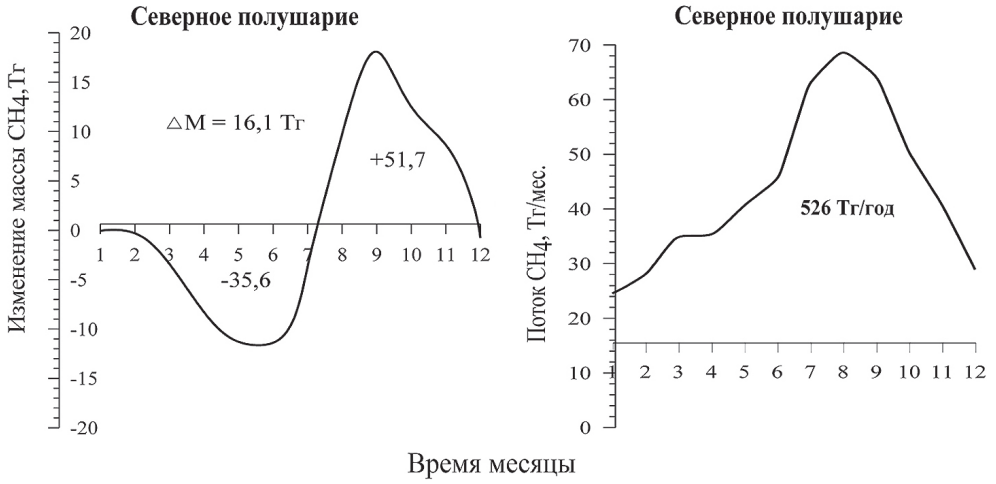


Рис. 2. Сезонная зависимость скорости изменения массы и потока метана в Северном полушарии

трации метана поддерживается круглогодично. Видно, что максимум CH_4 в атмосфере существует не над умеренными широтами (в полосе 20–60° с.ш.), а над Арктикой и Субарктикой, где антропогенная активность относительно невелика и он не может быть объяснен циркуляцией воздушных масс.

Проведённые в [Адушкин, Кудрявцев, 2013] расчёты скорости изменения массы и потока метана показали, что в северном полушарии наблюдается существенная сезонная зависимость потока метана, обусловленная сезонным действием его источников. Сезонная зависимость скорости изменения массы и потока метана в Северном полушарии представлены на рис. 2. Из рисунка видно, что максимальные потоки и масса метана наблюдаются в осенний период, когда мощность природных источников на средних широтах уменьшается. Если зимой в декабре–феврале поступление метана составляет ~25 Тг/мес, то осенью в августе–сентябре оно возрастает до 70 Тг/мес. Расчёты были проведены для измерений концентраций метана в 2001 году. В указанный период среднегодовая концентрация метана в Северном полушарии возросла на 16,1 Тг.

При помощи антропогенной гипотезы невозможно объяснить указанные выше особенности поведения метана в атмосфере Земли. В частности, за счёт каких источников наблюдается значительное увеличение потока и массы метана в осенне-зимней период в атмосфере Северного полушария. Почему ежегодные максимумы концентраций находятся в полярно зоне. Однако их можно понять, если предположить, что эмиссия CH_4 в атмосферу определяется в основном природными источниками. При этом важную роль должны играть источники, расположенные в Арктике и Субарктике, которые при определённых условиях могут вносить заметный вклад в бюджет метана в атмосферу Земли. Для объяснения устойчивости осенне-зимнего максимума концентрации метана в атмосфере высоких широт СП необходимы дополнительные, ранее не учитываемые, источники с сезонной зависимостью их мощности. Такими источниками могут быть шельфы морей Арктики и Субарктики, залежи газогидратов, тундра и термокарстовые озёра в зоне вечной мерзлоты.

Результаты измерений потока метана в тундре показали [Mastepanov, 2009], что при замерзании грунта на 15 см (середина октября) наблюдалось увеличение потока метана более чем на порядок по сравнению с потоком в летнее время года. Увеличения потоков в октябре наблюдалось во многих районах Арктики, например, в октябре – Гренландии и Канаде, в сентябре – Финляндии и Коми. Станция мониторинга концентрации на Барроу (Аляска) ежегодно регистрирует повышенные концентрации метана в атмосфере, максимумы, которых приходятся на осенне-зимний сезон, когда наземная продукция CH_4 арктического региона постепенно прекращается. Большой интерес вызывает гипотеза о возможности выброса значительных объемов метана со дна Северного ледовитого океана (СЛО), вызванного потеплением морской воды [Archer, 2007]. Обнаружено [Шахова, 2009], что на широте 77,25 градусов с глубины 65,8 м на шельфе моря Лаптевых происходит выброс в атмосферу значительных масс метана в виде пузырей. При определённых условиях СЛО может вносить заметный вклад в бюджет метана в атмосферу. Были получены данные, которые свидетельствуют о возможной эмиссии метана из мощного глубинного источника на арктическом шельфе. Там, где субаквальная мерзлота уже деградировала, происходит катастрофический выброс метана предположительно из газогидратов.

В последние годы появились данные, указывающие на то, что в арктическом регионе существенный вклад в бюджет метана в атмосфере может вносить эмиссия CH_4 из зон вечной мерзлоты и термокарстовых озер. Области талых осадков (талики) могут являться круглогодичными источниками метана. Подводная мерзлота мелководной части шельфа и зона вечной мерзлоты в тундре уже не играют роль запорного клапана. Некоторые из этих источников метана, не включённые в официальные данные IPCC, представлены в таблице 1.

Таблица 1

Мощность некоторых арктических источников метана

Источники метана	Поток, Тг/год	Литература
Зона вечной мерзлоты	36	Zhuang et al., 2009
Озёра Сибири, Аляски	24,2 ± 10,5	Walter et al., 2008
Озёра Швеции, Канады	8–48	Bastviken, 2004
Шельф Тих. Арктики	90	Шахова и др., 2009
Всего	158–208	–

Из таблицы видно, что только озёра Арктики могут вносить в бюджет СП около 32±58 Тг/год метана. В тоже время согласно данным IPCC на все озера Земли приходится 1,0–2,0 Тг/год метана, то есть роль озёр Арктики явно недооценена. В условиях потепления роль таких источников как эмиссия метана из зон вечной мерзлоты, озёр и шельфа морей Арктики может оказаться весьма существенной в формирование глобального потока метана.

До недавнего времени в научной литературе практически отсутствовали данные о вкладе арктического шельфового региона в формирование глобального потока метана. Работы [Shakhova et al., 2015; Шахова, Семилетов, и др., 2007; Юрганов и др., 2016] и других содержат данные, которые позволяют предположить, что

роль Мирового океана и, в частности, Северного ледовитого океана существенно недооценена. Анализ возможных источников позволил авторам работы [Сергиенко и др., 2012] сформулировать гипотезу о возможной причастности к генезису выявленных аномалий глубинных источников метана. Подводная мерзлота мелководной части шельфа и зона вечной мерзлоты в тундре уже не играют роль запорного клапана. Наблюдения показывают, что только озёра Арктики дают вклад в бюджет метана 32–58 Тг/год, а вклад всего региона Арктики и Субарктики 158–208 Тг/год.

Возможные причины изменения концентрации метана

Глобальное увеличение концентрации метана, требует дальнейшего изучения и объяснения. Расположение, характер источников и возрастание выбросов метана в настоящее время только обсуждаются. Ускорившееся потепление Арктики стимулировало предположения относительно ускорения диссоциации гидратов метана в Арктике и появления новой температурной положительной обратной связи. При прогнозируемом потеплении в ближайшем будущем в несколько градусов может вскрыться такой резервуар захороненного метана, как метановые газогидраты [Сергиенко и др., 2012], а также зоны вечной мерзлоты и северные болота, которые начнут интенсивно выделять метан [Walter et al., 2007]. Следовательно, будут осуществляться положительные обратные связи, обусловленные действием увеличенного содержания метана.

Известно, что потепление Арктики происходит примерно в два раза быстрее, чем рост глобальной температуры. В Сибири и на Чукотке в период 1976–2012 гг. температура росла со скоростью 0,8–1,2 °С за десять лет [Доклад об особенностях климата, 2013], то есть за указанный период среднегодовая температура в Сибири повысилась на 3–4 градуса. Повышение температуры приводит к деградации вечной мерзлоты. Кроме этого, происходит быстрое разрушение берегового ледового комплекса. В то же время, потепление оказывает мощное влияние на состояние подводной мерзлоты, которая претерпевает более значительные изменения термического режима, по сравнению с наземной мерзлотой. Все это приводит к вовлечению в современный биогеохимический цикл огромного количества органического вещества, ранее законсервированного в вечной мерзлоте на шельфе морей и СЛО.

К сожалению, систематические натурные измерения метана в атмосфере над поверхностью морей Северного Ледовитого океана до последнего времени отсутствовали. Сети 5 действующих арктических атмосферных обсерваторий, Барроу Аляска, (США), Эврика и Алерт (Канада), Цеппелин (Шпицберген), Тикси (ГМО РФ), а также экспедиционных и самолётных измерений явно недостаточно для получения данных о метане в нижней атмосфере над Арктикой и его изменчивости как сезонной, так и межгодовой. Естественные источники метана распределены в пространстве и времени неравномерно, и их интенсивность может быть самой разной, вплоть до залповых выбросов. В этих условиях спутниковые измерения излучения Земли и атмосферы играют важную роль в круглогодичном исследовании эмиссии метана в Арктике.

В таблице 2 представлена среднегодовая скорость эмиссии метана в атмосферу из локальных арктических источников полученная при помощи дистанционного зондирования земли из космоса [Юрганов и др., 2016].

Представленный анализ измерений метана над морями и акваторией СЛО при дистанционном зондировании земли из космоса [Юрганов и др., 2016] показывает, что выбросы метана из гидросферы Арктики составляет не менее 90 Мт/год. Вклад в бюджет метана арктической части суши на широте более 67° составляет 70,7 Мт/год, а с учётом западносибирской низменности и Аляски эмиссия составляет около 100 Мт/год. Таким образом, зарегистрированная эмиссия метана от естественных источников только в Арктике даёт вклад в бюджет метана в СП не менее 190 Мт/год. Это сравнимо со всеми антропогенными источниками Северного полушария.

Таблица 2

Среднегодовая скорость эмиссии метана в атмосферу из локальных арктических источников

Источники	МВА	МЗА	СЛО	ЗСН	Аляска	Аркт. суша >67°
Эмиссия, Мт/год	6,1	33,3	48,5	22,0	6,7	70,7
Площадь, млн км^2	1,4	4,7	12,1	2,3	1,72	17,2

МВА – моря восточной Арктики, МЗА – моря западной Арктики, СЛО – Северный ледовитый океан, ЗСН – Западно-сибирская низменность.

Принято считать, что подавляющая часть всех источников метана сосредоточена на суше [AMAP Assessment, 2015]. Однако в случае Северного Ледовитого океана существует большая неопределенность, связанная с экспериментальными трудностями измерений, особенно в холодный период года. Так, согласно [AMAP Assessment, 2015], диапазон оценок эмиссии метана от СЛО составляет от 1 до 10 Мт метана в год, то есть практически на порядок меньше спутниковых данных (70,7 Мт/год). Постоянные измерения концентраций метана на 3–4 прибрежных станциях недостаточны для надежных оценок вклада огромных площадей океана. Самолетные [Kort et al., 2012] и корабельные [Shakhova et al., 2010; 2014] измерения над океаном носят эпизодический характер. Между тем, оценки в бюджет метана выбросов значительных объемов со дна СЛО, вызванных потеплением морской воды [Archer, 2007] важны для понимания причин увеличения глобальной концентрации метана в атмосфере и как следствие потепления. Диссоциация даже небольшой доли гидратов метана в условиях современного потепления Арктики способна существенно повысить его концентрацию в атмосфере. Это может привести к добавочному нагреву воздуха вследствие парникового эффекта и к положительной обратной температурной связи.

Традиционно роль атмосферного метана рассматривают в связи с проблемой глобального потепления. В гораздо меньшей степени исследуется его роль в формировании газового состава атмосферы Земли [Смышляев и др., 2015]. Выполненные ранее [Кудрявцев, 2016] модельные расчеты химического состава атмосферы показали, что в условиях повышения эмиссии метана от природных источников приводит к увеличению концентрации воды в тропосфере и к возникновению положительной обратной связи с температурой в районе выбросов. Уменьшение в

тропосфере концентрации гидроксила в рассматриваемых условиях вызывает увеличение концентрации метана и, следовательно, также к возникновению положительной обратной связи с потеплением в районе выбросов.

Заключение

Таким образом, проведённый анализ наземных, морских и спутниковых измерений потоков метана показал, что увеличение концентрации метана в СП определяется его эмиссией из природных источников. Эмиссия из таких резервуаров захороненного метана, как метановые газогидраты, зоны вечной мерзлоты, тундры и северные болота может заметно превысить мощность антропогенных источников в арктической зоне. При этом указанные выше механизмы имеют положительную зависимость от температуры. Включение при повышении температуры, механизмов по высвобождению метана из естественных резервуаров приводит к еще большему накоплению метана в атмосфере Земли и как следствие – к ещё большему потеплению. При этом увеличение эмиссии метана из антропогенных источников нужно рассматривать как своеобразный спусковой крючок, который запускает значительно более мощные процессы.

Литература

Адушкин В.В., Кудрявцев В.П. Глобальный поток метана в атмосферу и его сезонные вариации // Известия РАН. Физика Земли. 2010. Т. 46. № 4. С. 350–357.

Адушкин В.В., Кудрявцев В.П. Оценка глобального потока метана в атмосферу и его сезонных вариаций // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 2. С. 144–152.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год / Под ред. А.И. Бедрицкого и др. М. : Росгидромет, 2013. – 83 с.

Кудрявцев В.П. Влияние выбросов метана в арктической зоне на изменение газового состава нижней атмосферы // Динамические процессы в геосферах. Вып.8: сб. научн. тр. ИДГ РАН. М. : ГЕОС. 2016. С. 129–139.

Монин А.С., Шишков Ю.А. Климат как проблема физики // УФН, том 170, № 4, 2000.

Сергиенко В.И., Дударев О.В., Дмитревский Н.Н., Шахова Н.Е., Никольский Н.Н., Никифоров С.Л., Саломатин А.С., Салюк Р.А., Карнаух В.В., Черных Д.Б., Тумской В.Е., Чувилин Е.М, Буханов Б.А. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: Некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Докл. РАН. 2012. № 3. С. 330–335.

Смышляев С.П., Мареев Е.А., Галин В.Я., П.А. Блакитная П.А. Моделирование влияния выбросов метана из арктических газовых гидратов на региональные изменения состава нижней атмосферы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 472–483.

Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана // Вестник РАН. 2009. Т. 79. № 6. С. 507–518.

Юрганов Л.Н., Лейфер А., Лунд Майр К. Сезонная и межгодовая изменчивость атмосферного метана над морями Северного Ледовитого океана по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016б. Т. 13. № 2. С. 107–119.

AMAP Assessment 2015: Methane as an Arctic climate forcer: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). 2015. Oslo, Norway. 139 p. ISBN 978-82-7971-091-2.

Archer D. Methane hydrate stability and anthropogenic climate change // Biogeosciences. 2007. Vol. 4. pp. 521–544.

IPCC 2007. Climate Change 2007: // The Physical Science Basis. Cambridge Univ. Press, Cambridge UK and New York, USA.

Bastviken D., J. Cole, M. Pace, and L. Tranvik (2004), Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // Global Biogeochem. Cycles, 18, GB4009, doi:10.1029/2004GB002238.

Kort E.A., Wofsy S.C., Daube B.C., Diao M., Elkins J.W., Gao R.S., Hintsa E.J., Hurst D.F., Jimenez R., Moore F.L., Spackman J.R., Zondlo M.A. (2012) Atmospheric observations of Arctic Ocean methane emissions up to 82° North // Nature Geoscience. Vol. 5, No. 5, pp. 318–321.

Mastepanov M., Sigsgaard C., Dlugokencky E.J. et al. Large tundra methane burst during onset of freezing // Nature.2008.V. 456. P. 628–630. [Электронный ресурс]. http://www.nature.com/news/2008/081203/full/news.2008.1275.html.

Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., Gustafsson O. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fuxes and role of sea ice // Transactions of the Royal Society A. 2015. Vol. 373.

Walter K.M., Chanton J.P., Chapin F.S. III et al. Methane production and bubble emissions from arctic lakes: Isotopic implications for source pathways and ages // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. G00A08. P. 1–16.

Yamamoto A., Yamanaka Y., Tajika E. Modeling of methane bubbles released from large seafloor area: Condition required for methane emission to the atmosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 284. P. 590–598.

УДК 551.511.3

ГЕНЕРАЦИЯ ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ БРИЗОВО-ДОЛИННОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ В СИСТЕМЕ О. БАЙКАЛ – ТУНКИНСКАЯ ДОЛИНА

А.В. Соловьев[1], Ю.С. Рыбнов[2], А.А. Семениченко[2]

[1] Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, andrio@mail.tsu.ru

[2] Институт динамики геосфер РАН, Москва, rybnov.y@mail.ru

Приводятся данные натурных измерений акустико-гравитационных волн в системе о. Байкал–Тункинская долина. Анализ проведенных измерений показал, что сочетание сложного рельефа долины и температурного градиента между водной

поверхностью и землей является причиной развития бризово-долинной циркуляции. Рассмотрен механизм генерации акустико-гравитационных волн. Определены условия возникновения генерации, обусловленные движением воздушных масс от о. Байкал в сторону долины.

Введение

В настоящей работе приводятся результаты измерений акустико-гравитационных волн (АГВ), вызванных бризово-долинной циркуляцией в системе о. Байкал–Тункинской долине. Измерения проводились на базе геофизической станции Института солнечно-земной физики РАН (ИСЗФ РАН) «Торы» расположенной в восточной части долины в июле 2010 г. Сама долина ограничена с севера и юга горными хребтами протяженностью 100–150 км, которые смыкаются на востоке и западе. Высота гор колеблется от 600 до 1200 м.

Для проведения наблюдений использовалась акустическая станция, предназначенная для проведения измерений в полевых условиях [Рыбнов, Харламов, 2006]. Станция состоит их четырех микробарометров. Три микробарометра размещались на местности в виде треугольника, а четвертый был установлен внутри образованного треугольника. Проведенные исследования показали, что вклад в уровень инфразвукового фона, кроме ветровой турбулентности, вносят некоторые природные источники АГВ. Для системы о. Байкал–Тункинская долина характерными являются [Попова и др., 2011]: 1 – регулярные (орографический инфразвук или волны с гор); 2 – квазирегулярные (фронтальные циклоны и бризово-долинная циркуляция).

Основная часть

Акустико-гравитационные волны, обусловленные бризово-долинной циркуляцией, наблюдались в ночные часы, когда ветер был менее 1 м/с, а уровень турбулентного фона не превышал ≈0,1÷0,2 Па. Характерная волновая форма таких колебаний приведена на рис. 1. За время наблюдений было зарегистрировано четыре аналогич-

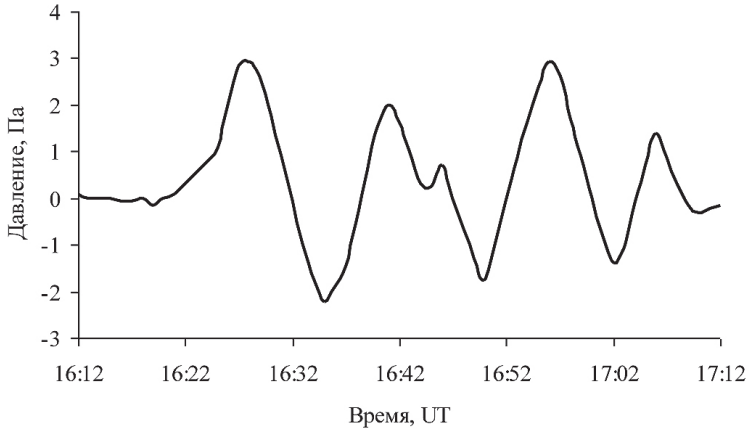


Рис. 1. Пример записи низкочастотных колебания 11.08.2010 г. в геофизической станции ИСЗФ «Торы»

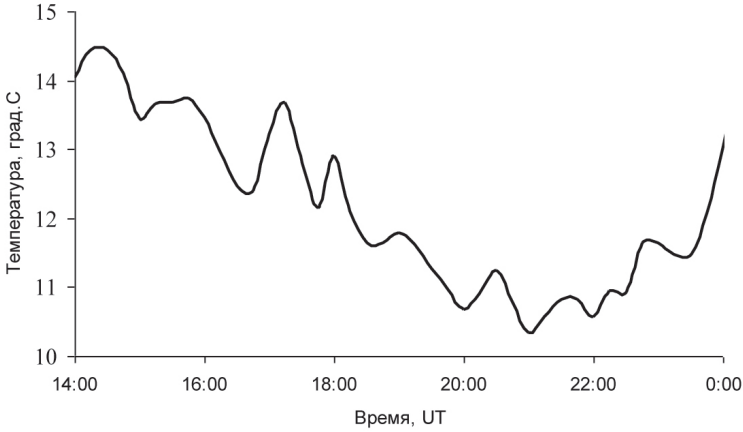


Рис. 2. Вариации температуры 11.08.2010 г. в геофизической станции ИСЗФ «Торы»

ных случая. Амплитуда колебаний равна ≈2÷4 Па, а частот ≈0,0033÷0,005 Гц. Все колебания имеют два диапазона азимутов прихода: 310÷350° и 100÷180°, то есть от ближайших горных хребтов Тункинской долины, причем большинство (3 случая) с северного хребта. Скорость их распространения ≈4÷40 м/с. Источником зарегистрированных низкочастотных колебаний является стекание холодного воздуха с горных хребтов в долину [Архипкин и др., 2002; Simiu, 1984]. Ночью «порция» холодного воздуха достигает хребта и под влиянием силы тяжести в некоторый момент начинает стекать вниз и происходит адиабатическое нагревание стекающего воздуха. Из уравнения Пуассона или уравнения «сухой адиабаты» имеем [Хргиан, 1978]

$$T/T_0 = \left(P/P_0\right)^{R/C_P},$$

где T, P – температура и давления на известной высоте, $R/C_p \approx 0{,}288$. Для воздуха сухоадиабатический градиент составляет примерно 1 °С/100 м.

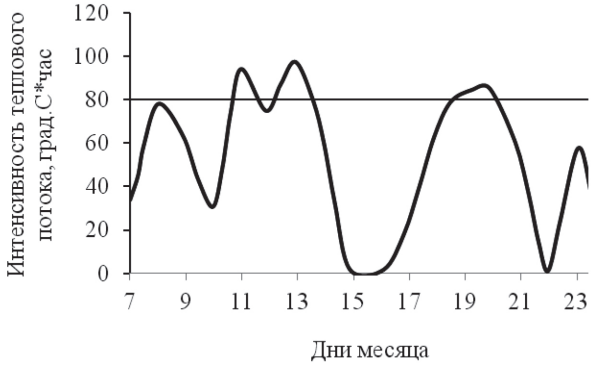


Рис. 3. Интенсивность теплового потока Байкальск–Торы

В результате, достигая днища долины, воздух имеет температуру, на несколько градусов превышающую температуру окружающей среды и становится более легким. Всплывая, воздух охлаждается и опускается вниз. Это происходит циклами. Данное явление хорошо видно на записях колебаний температуры в приземном слое атмосферы 11 июля (см. рис. 2). В среднем наблюдалось повышение в ночные часы температуры воздуха на 1÷1,9 °С. Повышение температуры продолжалось циклами продолжительностью 0,5–1 ч на фоне общего ночного снижения температуры в среднем на 5÷7 °С.

Основным фактором, определяющим движение воздушных масс в сторону долины, является разница температуры водной поверхности о. Байкал и температуры Земли [Архипкин и др., 2002]. Движения воздушных масс происходит от более холодной поверхности в сторону более прогретой. Другим условием продвижения воздуха в глубь долины является отсутствие общего переноса воздуха, вызванного прохождением атмосферных фронтов, циклонов или сильных местных ветров [Архипкин и др., 2002; Морозова, 1955; Бурман, 1958].

Исследования показали [Архипкин и др., 2002; Морозова, 1955; Бурман, 1958; Гельмгольц, 1962], что для распространения воздушных масс в глубь суши на большие расстояния необходим мощный тепловой поток. Основными параметрами потока являются температурный градиент и время его существования. Для анализа использовались данные измерения температуры метеостанциями в г. Байкальск и п. Торы. Анализ показал, что в дни, когда наблюдались колебания, скорость ветра была меньше 1 м/с, а тепловой поток превышал уровень 80 °С×час (см. рис. 3). В остальные дни, когда данные условия не соблюдались, колебания не наблюдались.

Следует отметить, что подобные явления наблюдались при исследованиях горно-долинной циркуляции Маркотхского хребта на Черноморском побережье Кавказа [Архипкин и др., 2002], циркуляции северных склонов и предгорий Тянь-Шаня [Гельмгольц, 1962], Ангренской и Азау долин в Узбекистане [Морозова, 1955].

В заключении необходимо отметить, что АГВ, обусловленные бризово-долинной циркуляцией, наблюдались в ночные часы, когда ветер был менее 1 м/с. В этом их принципиальное отличие от орографических волны с гор, которые формируются при обтекании горного массива воздушным потоком со скоростями более 2,5 м/с [Попова и др., 2011].

Литература

Архипкин В.С., Суркова Г.В., Бабина Е.Д., Степаненко В.М. Некоторые особенности мезомасштабной атмосферной циркуляции и внутрисуточной изменчивости температуры воздуха в прибрежной зоне Черного моря в летний период : сб. научн. тр. «Устойчивое развитие территорий юга России и Украины: эволюция, функционирование и ресурсы»; вып. 1 / МГУ им. М.В. Ломоносова, Черноморский филиал / В.А. Трифонов (отв. ред.). Севастополь : НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». 2002. С. 35–48.

Бурман Э.А., Лапчева В.Ф. Метеорологическая характеристика фенов в долине Азау. Тр. [Б.и.]. ОГМИ, вып. XVIII, 1958.

Гельмгольц Н.Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов и предгорий Тянь-Шаня. Л. : Гидрометеоиздат. 1962.

Морозова М.И. Роль фенового эффекта горно-долинной циркуляции в формировании температурного режима Ангренской долины : в ст. «Метеорология и гидрология в Узбекистане». Ташкент [б.и.]. 1955.

Попова О.П., Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Генерация волновых возмущений в системе о. Байкал-Тункинская долина: сб. науч. тр. «Межгеосферные взаимодействия» / ИДГ РАН. М. : ГЕОС. 2011. С. 53–74.

Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Локальный мониторинг акустико-гравитационных волн: сб. научн. тр. «Динамические процессы во взаимодействующих геосферах» / ИДГ РАН. М. : ГЕОС. 2006. С. 227–233.

Хргиан А.Х. Физика атмосферы : в т. 2. Л. : Гидрометеоиздат. 1978. С. 152–160.

Simiu E., Scanian Robert H. Wind Effects on Structures: An Introduction to Wind Engineering / John Wiley & Sons. New York / Chichester / Brisbane / Toronto. 1984. P. 384.

VI. МОНИТОРИНГ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

УДК 550.34.038.8:550.348.432:523.31–423.3:550.344.37

К ВОПРОСУ О ВЫБОРЕ ЧАСТОТНОГО ДИАПАЗОНА СЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ ПРИ МОНИТОРИНГЕ ПРИЛИВНЫХ ЭФФЕКТОВ

В.А. Салтыков[1], А.С. Черепанцев[2]

[1] Камчатский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Петропавловск-Камчатский
[2] Южный федеральный университет, Таганрог

В течение 30 лет на Камчатке ведутся исследования приливных эффектов в высокочастотных сейсмических шумах (ВСШ) с использованием узкополосной аппаратуры (f = 30 Гц). При этом неизбежно возникает вопрос: «Будут ли приливные эффекты, выявленные в ВСШ на частоте f = 30 Гц, проявляться и в других частотных диапазонах?» Проведение параллельной регистрации ВСШ различными типами аппаратуры – узкополосной и широкополосной, позволило дать на него ответ. Сделан вывод: частота f = 30 Гц не является уникальной для обнаружения приливной модуляции. Аналогичные результаты могут быть получены для ВСШ и на других частотах при использовании аппаратуры, позволяющей обеспечить необходимую чувствительность.

Введение

Актуальной задачей исследования сейсмичности являются наблюдения непрерывных фоновых микросейсмических колебаний поверхности Земли (сейсмических шумов). Ранее этот процесс рассматривался как помеха при регистрации сейсмических сигналов от землетрясений. Однако в настоящее время интерес к сейсмическим шумам значительно возрос после обнаружения закономерностей, указывающих на существование в шумах информативной компоненты о напряженном состоянии среды и процессах подготовки землетрясений [Рыкунов и др., 1979, 1980; Смирнов, Черепанцев, 1991; Адушкин, Спивак, 2010; Соболев, 2014] и др. В частности, особенности отклика сейсмических шумов на приливы используются на Камчатке для сейсмического прогноза [Салтыков и др., 2008].

Исследования приливной модуляции высокочастотных сейсмических шумов (ВСШ) были начаты на Камчатке в 1987 г. [Салтыков, 1995а; Салтыков и др., 1997, 2007; Салтыков, Кугаенко, 2007] и др. Для долговременных наблюдений использовался высокодобротный $Q \sim 100$ сейсмометр резонансного типа, настроенный на резонансную частоту f_0 = 30 Гц [Смирнов и др., 1990]. В этот период времени не

было технической возможности ни для обеспечения регистрации сигнала в широкой полосе частот с необходимой чувствительностью, ни для накопления и хранения больших объемов получаемых данных. Именно поэтому проблему регистрации на Камчатке пришлось решать выбором узкополосной аппаратуры, а резонансная частота датчика и, соответственно, частота регистрируемого сигнала $f = 30$ Гц была выбрана для сопоставимости результатов с проводимыми ранее исследованиями [Рыкунов и др., 1979, 1980], в которых использовалась огибающая сейсмического шума на частоте $f = 30$ Гц.

Такой подход имел существенный недостаток: регистрация велась в одной, очень узкой полосе, то есть отсутствовала информация о сигнале на других частотах, и поэтому требовалось обоснование выбора используемой частоты. А при дальнейшем использовании полученных результатов неизбежно возникал вопрос: «Будут ли выявленные в сейсмических шумах при регистрации на частоте $f = 30$ Гц приливные эффекты проявляться и в других частотных диапазонах?».

Одним из авторов статьи разработан и изготовлен широкополосный сейсмометр (акселерометр), обладающий повышенной чувствительностью, необходимой для исследования сейсмических шумов, что дает возможность для получения информации в широком частотном диапазоне [Черепанцев, 2014; Черепанцев и др., 2017]. В акселерометре используются преобразователи на основе *S*-изгиба биморфных пьезокерамических пластин. Чувствительность составила 50 В · с^2/м в диапазоне частот 5–400 Гц. Опытная регистрация сейсмических шумов этим датчиком была организована в 2014–2015 гг. на сейсмостанции «Начики», на том же постаменте, где установлен резонансный датчик [Салтыков и др., 2009]. Это дает возможность сопоставить результаты, полученные различными типами приборов. В статье представлены результаты такого сопоставления, ориентированного на возможное использование широкополосной аппаратуры в целях мониторинга напряженно-деформированного состояния среды и прогноза сильных землетрясений.

Первичная обработка материалов широкополосной регистрации

Первичная обработка полученных данных состояла в расчете спектров часовых реализаций сейсмических шумов. На рис. 1 показаны в качестве примера часовые спектры за временной отрезок 8 сут.

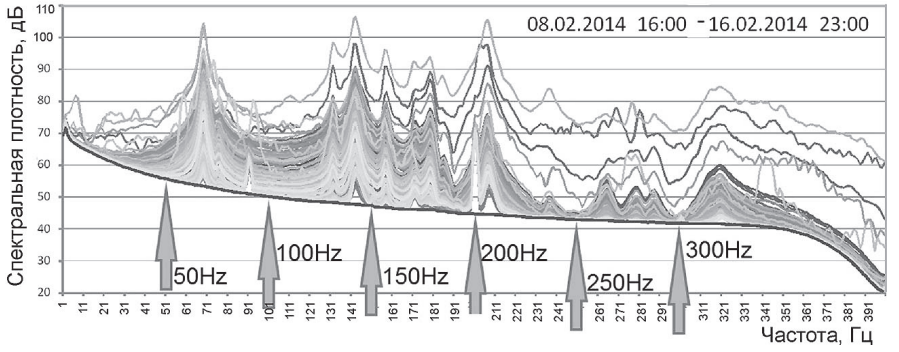


Рис. 1. Пример спектров часовых отрезков ВСШ (200 шт.). Минимальные значения соответствуют спектру собственных шумов аппаратуры (толстая линия)

Отмечены следующие особенности регистрируемого сигнала: 1 – спектр сигнала представляет собой набор компонент с достаточно стабильным соотношением их спектральных плотностей; 2 – частоты, соответствующие максимальным значениям спектра, устойчивы во времени; 3 – существуют частоты, для которых спектральная плотность всегда превышает уровень собственных шумов аппаратуры; 4 – в настоящее время неясно происхождение высокостабильных, достаточно узких максимумов на частоте 90 и 200 Гц. Предполагается техногенный характер этих компонент, но их источник не выявлен. Отмечено, что возможные помехи, связанные с электрическими сетями на частотах $n\times50$ Гц, за исключением 200 Гц, отсутствуют.

Таким образом, предоставляется реальная возможность рассмотреть временные вариации различных спектральных компонент сейсмического шума, превышающих уровень собственных шумов аппаратуры и свободных от очевидных техногенных помех. Для дальнейшего анализа были сформированы временные ряды значений спектральных плотностей сейсмического шума на частотах, соответствующих максимумам спектра: f = 68, 76, 131, 142, 156, 170, 178, 206, 236, 263, 278, 319 Гц.

Полученные результаты

Под приливным эффектом здесь понимается синхронизация вариаций спектральных компонент сейсмического шума (или огибающей ВСШ при узкополосной регистрации) с земными приливами.

Целью данного этапа исследований широкополосного сигнала было: 1 – продемонстрировать, что приливные гармоники существуют в сейсмических шумах широкого диапазона частот; 2 – показать особенности приливной модуляции, ранее

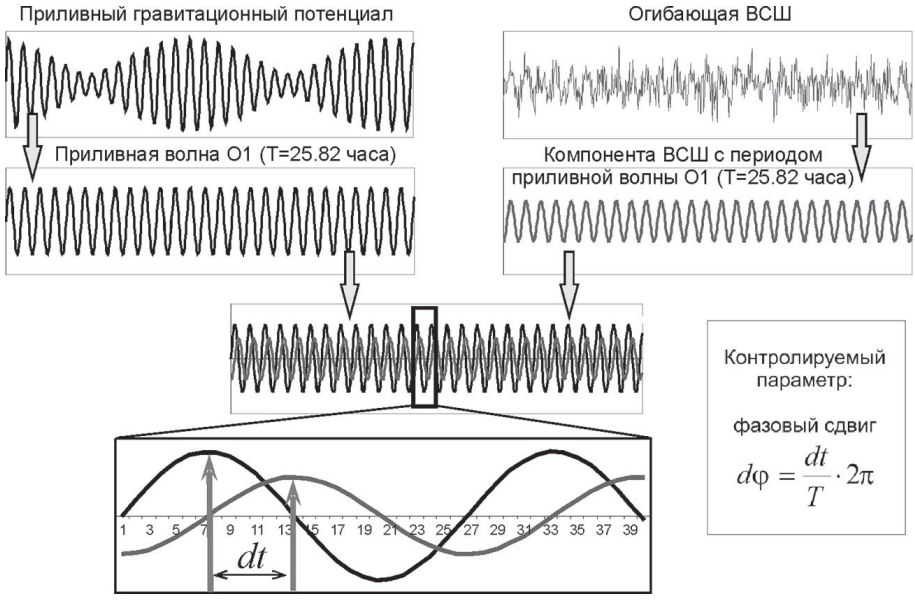


Рис. 2. Схема определения контролируемого параметра Δφ − фазового сдвига между волной O_1 приливного гравитационного потенциала и гармоникой с соответствующим приливным периодом, выделенной из рядов огибающей сейсмического шума (при узкополосной регистрации) или спектральной плотности на определенной частоте (при широкополосной регистрации)

выявленные при узкополосной регистрации: нестабильность приливного отклика во времени и связь с напряженно-деформированным состоянием среды, отраженным в подготовке сильных локальных землетрясений.

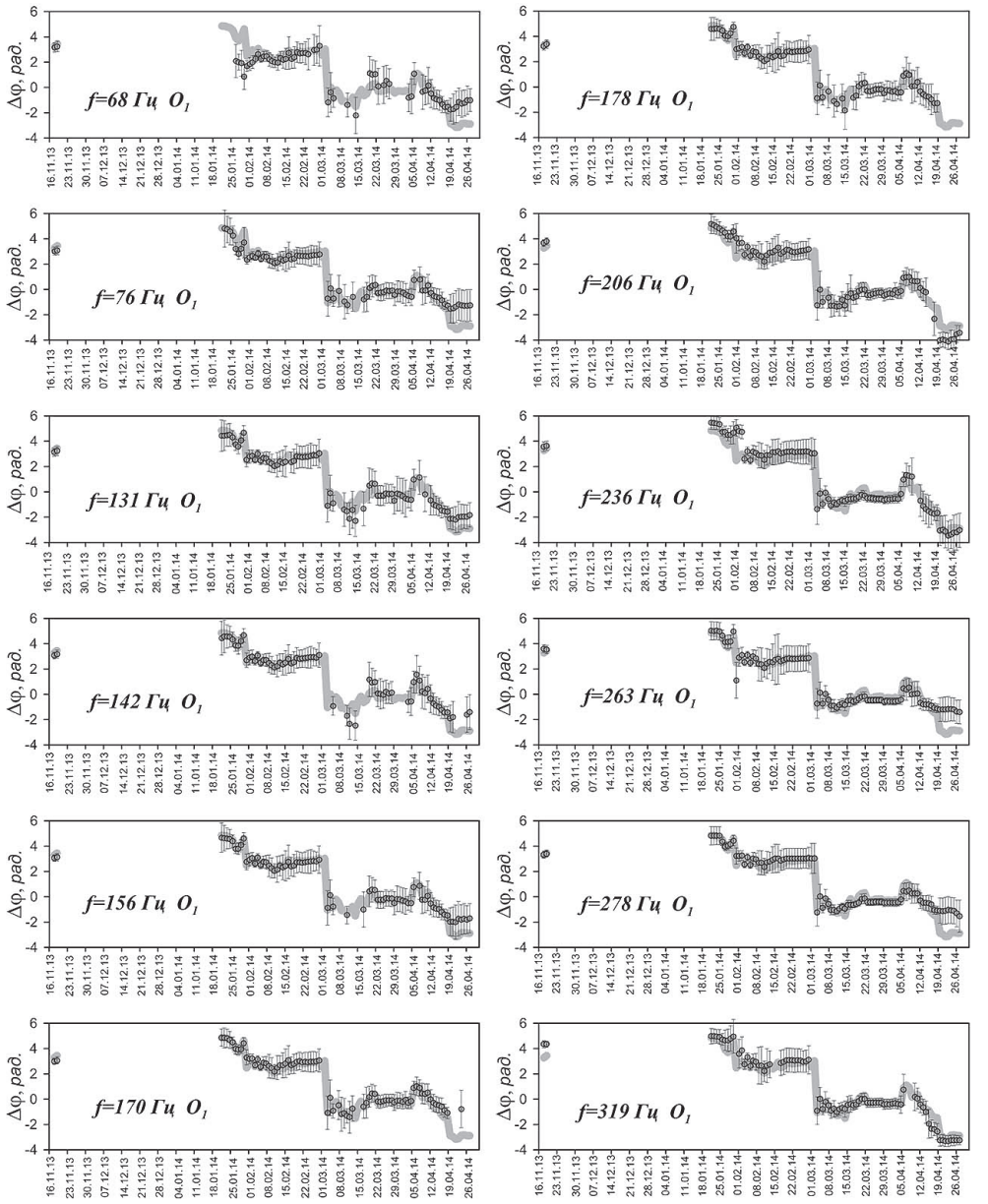


Рис. 3. Временной ход фазового сдвига Δφ для приливной волны O_1 и набора спектральных компонент ВСШ. Частота спектральной компоненты указана на каждом графике. Сплошная линия соответствует осредненному по всему набору (с весом, зависящим от дисперсии оценки) временному ходу Δφ. Вертикальные отрезки соответствуют стандартному отклонению. Точки, для которых стандартное отклонение $\sigma \geq 1.5$, на график не выносились

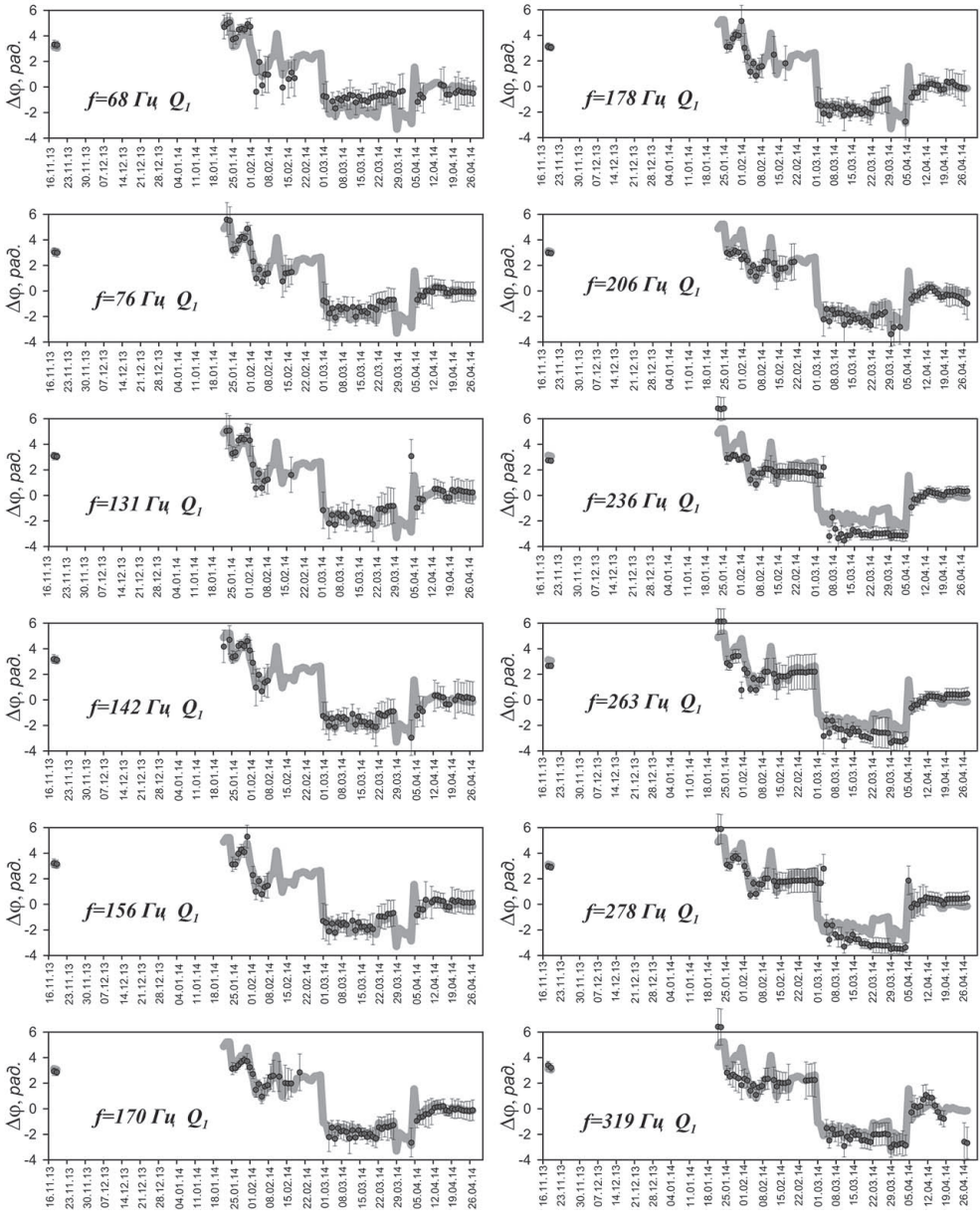


Рис. 4. Временной ход фазового сдвига Δφ для приливной волны Q_1 и набора спектральных компонент ВСШ. Частота спектральной компоненты указана на каждом графике. Сплошная линия соответствует осредненному по всему набору (с весом, зависящим от дисперсии оценки) временному ходу Δφ. Вертикальные отрезки соответствуют стандартному отклонению. Точки, для которых стандартное отклонение $\sigma \geq 1.5$, на график не выносились

При сопоставлении широкополосной и узкополосной регистрации ВСШ рассматриваются фазовые соотношения между ВСШ и приливами. В качестве информативного параметра используется фазовый сдвиг между конкретной приливной

волной и соответствующей (то есть имеющей тот же период) гармонической компонентой временного хода спектральной плотности ВСШ (рис. 2). Расчет ведется в скользящем временном окне шириной ≈4 недели, в результате чего формируется временной ряд Δφ.

Как было отмечено в [Салтыков, 1995б], на Камчатке отклик сейсмических шумов на воздействие приливных волн суточной группы сильнее, чем полусуточной группы. В то же время 24-часовые вариации уровня сейсмического шума могут быть связаны с метеорологическими процессами или иметь антропогенный характер. Поэтому рассмотрено влияние приливных волн O_1 и Q_1, имеющих, соответственно, периоды 25,82 и 26,87 час, что позволяет успешно выделять эти компоненты из временных рядов сейсмического шума.

На рис. 3 представлен временной ход фазового сдвига Δφ между приливной волной O_1 и соответствующей ей гармонической компонентой временного хода спектральной плотности шума на различных частотах *f*. Рис. 4 демонстрирует те же параметры для приливной волны Q_1.

Для построения временного хода среднего (по группе спектральных компонент, но отдельно для каждой рассматриваемой приливной волны) фазового сдвига $\overline{\Delta\varphi}$ (рис. 5) было проведено осреднение с весом, зависящим от точности определения Δφ для отдельных спектральных компонент:

$$\overline{\Delta\varphi} = \operatorname{arctg} \frac{\sum_i \sin \Delta\varphi_i / \sigma_i^2}{\sum_i \cos \Delta\varphi_i / \sigma_i^2},$$

где $\Delta\varphi_i$ – фазовый сдвиг для *i*-ой спектральной компоненты, а σ_i^2 – дисперсия его оценки.

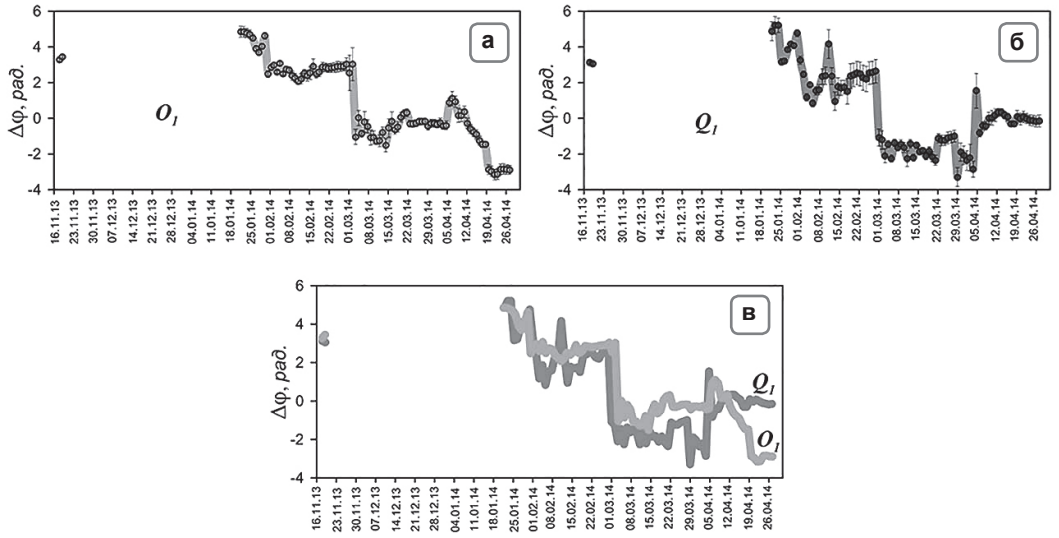


Рис. 5. Осредненный по набору спектральных компонент ВСШ временной ход фазового сдвига Δφ для двух приливных волн O_1 (а) и Q_1 (б). Вертикальные отрезки соответствуют стандартному отклонению. Сопоставление временного хода для приливных волн O_1 и Q_1 на единой диаграмме (в)

Обсуждение полученных результатов

Как следует из рис. 3, 4, 5: 1 – временной ход Δφ для отдельных спектральных компонент (то есть для различных частотных компонент сейсмического шума) в целом соответствует среднему временному ходу $\overline{\Delta\varphi}$. В этом случае осреднение позволяет получить оценки временного хода Δφ с большей точностью и допускает использование отклика не только на мощные приливные волны типа O_1, но и на существенно более слабые – Q_1; 2 – временной ход среднего фазового сдвига $\overline{\Delta\varphi}$ для двух приливных волн O_1 и Q_1 также имеет совпадающие тенденции временного хода.

Проведение по единой методике обработки данных регистрации ВСШ различными типами аппаратуры – узкополосной и широкополосной, позволило провести сравнение полученных результатов. На рис. 6 приведен временной ход среднего фазового сдвига $\overline{\Delta\varphi}$ для приливной волны O_1 по данным широкополосной регистрации и аналогичные данные узкополосной регистрации. Сопоставление графиков позволяет отметить соответствие этих двух временных зависимостей как в целом, так и в частностях. Обращено внимание на стабилизацию фазы в течение 5 недель в феврале–марте 2014 г. и последовавшее затем резкое изменение фазы на ≈π (рис. 6). Как показано в работах [Салтыков и др., 2008] и др., такое поведение фазы наблюдается при подготовке и реализации сильного землетрясения. В данном случае речь идет о землетрясении 10 марта 2014 г. 14:32 M_L = 5,0 (φ = 52,06° с.ш., λ = 157,83° в.д., H = 136 км), произошедшем на эпицентральном расстоянии 117 км от станции «Начики», что меньше предельного расстояния при прогнозе землетрясения такой магнитуды по разработанной методике [Салтыков, 2017].

На основании проведенного сравнения можно сделать следующие важные методологические выводы: 1 – частота f = 30 Гц, на которую настроена узкополосная аппаратура ВСШ, не является уникальной с точки зрения обнаружения приливной модуляции и мониторинга сейсмического шума по предлагаемой методике. Аналогичные результаты могут быть получены для ВСШ и на других частотах при использовании аппаратуры, позволяющей обеспечить необходимую чувствительность; 2 – выбор опорной приливной волны O_1 также не является единственно возможным. Использование другой волны (показанное на примере волны Q_1) дает сопоставимые результаты для фазового сдвига Δφ. И здесь как раз велика роль широкополосной ре-

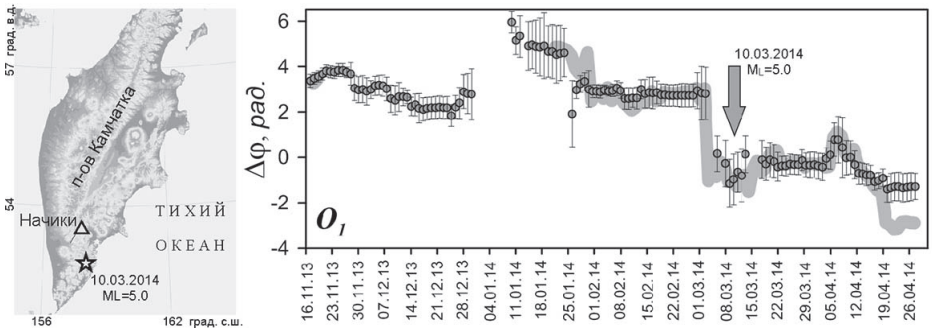


Рис. 6. Сопоставление временного хода фазового сдвига Δφ приливной компоненты ВСШ при узкополосной (f = 30 Гц) (точки) и широкополосной (сплошная линия) регистрации относительно приливной волны O_1. Стрелка указывает на время землетрясения 10 марта 2014 г. M_L = 5.0. На карте п-ова Камчатка представлено положение эпицентра землетрясения (звезда) и станции «Начики» (треугольник)

гистрации: проведение анализа спектра сейсмических шумов с последующим осреднением позволяет получить приемлемые точности при использовании более слабых приливных волн, что проблематично при узкополосной регистрации.

Заключение

Организована и проведена долговременная опытная регистрация сейсмического шума (фоновых сейсмических сигналов) акселерометром конструкции А.С. Черепанцева. Полученные записи обработаны по разработанной ранее методике, ориентированной на обнаружение в рядах данных приливной компоненты. Обнаружены приливные эффекты, проявляющиеся сходным образом в различных частотных диапазонах сейсмического шума (~70–320 Гц). Показано, что приливные эффекты близки для двух приливных волн O_1 и Q_1.

Сопоставление приливных эффектов, выявленных с помощью аппаратуры разного типа – узкополосной (резонансный датчик, f_0 = 30 Гц) и широкополосной (частотный диапазон 5–400 Гц), установленной на едином постаменте, демонстрирует схожие тенденции их динамики, в том числе и связь с напряженно-деформированным состоянием среды, отражаемым в подготовке сильных локальных землетрясений.

В заключение обобщим основные результаты исследования приливной модуляции сейсмических шумов по данным широкополосной регистрации:

– получены убедительные доказательства существования эффекта приливной модуляции сейсмических шумов в широком диапазоне частот;

– частота f_0 = 30 Гц не является уникальной при мониторинге приливной компоненты сейсмического шума;

– использование широкополосной регистрации представляется перспективным в целях прогноза сильных землетрясений, так как позволяет получать оценки $\Delta\varphi$ с более высокой точностью, что важно при существующей методике обработки и прогноза.

Исследование частично поддержано РФФИ (проекты №№ 14-05-00521, 17-05-00185).

Литература

Адушкин В.В., Спивак А.А. Приливная сила как триггер геофизических процессов в окружающей среде // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 22–24 июня 2010 г.): материалы Всероссийского семинара-совещания / Ин-т динамики геосфер РАН; под ред. В.В. Адушкина, Г.Г Кочаряна. М. : ГЕОС. 2010. С. 8–17.

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 11. С. 72–77.

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Лунно-солнечная приливная периодичность в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 577–580.

Салтыков В.А. Особенности связи высокочастотного сейсмического шума и лунно-солнечных приливов // Докл. РАН. 1995а. Т. 340. № 3. С. 386–388.

Салтыков В.А. Возможные механизмы воздействия земных приливов на высокочастотный сейсмический шум // Вулканология и сейсмология. 1995б. № 3. С. 81–90.

Салтыков В.А. О возможности использования приливной модуляции сейсмических шумов в целях прогноза землетрясений // Физика Земли. 2017. № 2. С. 84–96.

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., Синицын В.И., Чебров В.Н. Изучение высокочастотного сейсмического шума по данным режимных наблюдений на Камчатке // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 3. С. 39–47.

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 // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 37–50.

Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 110–124.

Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А. Специализированная станция регистрации сейсмических шумов «Начики» в системе геофизического мониторинга Камчатки // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45. № 2. С. 24–41.

Смирнов В.Б., Черепанцев А.С. Связь параметров высокочастотного сейсмического шума с динамикой геофизической среды // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 69–82.

Смирнов В.Б., Черепанцев А.С., Сергеев В.В. Аппаратурно-методические аспекты регистрации высокочастотного шума // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 88–100.

Соболев Г.А. Сейсмический шум. М. : Наука и образование, 2014. – 271 с.

Черепанцев А.С. Аппаратурно-методические особенности регистрации сверхмалых сейсмических сигналов в широкой полосе частот // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. С. 50–57.

Черепанцев А.С., Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В. Широкополосная регистрация высокочастотных сейсмических шумов в целях исследования приливных эффектов // Сейсмические приборы. 2017. Т. 53, № 1, с. 29–43. DOI: 10.21455/si2017.1-3.

УДК 550.834

О МОНИТОРИНГЕ НА ШУМАХ НЕОДНОРОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР МОРСКОГО ДНА

Л.Е. Собисевич[1], А.Л. Собисевич[1], Д.А. Преснов[1], Р.А. Жостков[1], А.С. Шуруп[1,2]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва

Большинство шумовых методов дистанционного изучения неоднородных геологических образований разработаны для суши, что ставит вопросы о возможности их реализации в морских условиях, с использованием глубоководных донных станций. Подводные измерения являются гораздо более зашумленными, но, с другой стороны, организация широкополосного приема сейсмоакустического

поля открывает новые уникальные возможности для мониторинга неоднородных образований не только в океаническом дне, но и в водном слое. В работе обсуждается схема пассивной сейсмоакустической томографии, позволяющая осуществить такой мониторинг.

Введение

Изучение глубинных неоднородных геологических образований является крупной фундаментальной проблемой, решение которой имеет весьма широкий спектр возможных применений как в планетарном масштабе при изучении особенностей строения мантии и ядра Земли [Яновская, 2015], так и в локальных геофизических исследованиях, например, при мониторинге состояния вулканических систем [Кулаков, 2013]. Среди существующих методов глубинного сейсмического зондирования особое место отводится пассивной поверхностно-волновой томографии [Presnov et al., 2016], использующей естественный микросейсмический шум в качестве источника информации о среде, что приводит к сравнительно низкой стоимости и упрощенным требованиям к технической стороне проведения экспериментальных работ в этом случае.

Изначально в качестве источника поверхностных волн использовались землетрясения [Яновская, 2009], положение и периодичность которых мы не можем контролировать, однако в последние годы всё большую популярность приобретает метод пассивной обработки [Yang et al., 2007], использующий в качестве полезной информации естественный фоновый шум – микросейсмы. По аналогии с акустикой океана [Буров и др., 2008] оказывается, что функция взаимной корреляции вертикальной компоненты микросейсмического шума, зарегистрированного разнесенными в пространстве сейсмоприемниками, при достаточном времени накопления, является оценкой функции Грина среды. Таким образом, осуществляя корреляционную обработку микросейсмического шума, представляется возможным реализовать методы поверхностно-волновой томографии глубинных структур, основанные на оценке дисперсионных зависимостей (то есть частотных зависимостей фазовых и групповых скоростей) поверхностных волн.

В отличие от свободной поверхности Земли, где шумовое поле микросейсм сформировано, в основном, фундаментальной модой поверхностной волны Рэлея и может считаться изотропным при длительном времени накопления [Соболев, 2014], в условиях моря необходимо рассматривать так называемые волны Стоунли (в зарубежной печати – волны Шолтэ), распространяющиеся вдоль границы упругого и жидкого полупространств [Акопова и др., 2016]. Подводные измерения являются гораздо более зашумленными по сравнению с наземными. Источником этого дополнительного шума являются внутренние и поверхностные гидроакустические волны, а также турбулентное обтекание измерительной станции течением вблизи дна. В связи с этим, представляет интерес экспериментальное исследование возможности выделения на донных сейсмостанциях шумового микросейсмического сигнала полезного для решения задач пассивной поверхностно-волновой томографии.

Исходные данные

Для апробации рассматриваемого подхода в настоящей работе была использована система, состоящая из 70 широкополосных четырёхкомпонентных датчиков

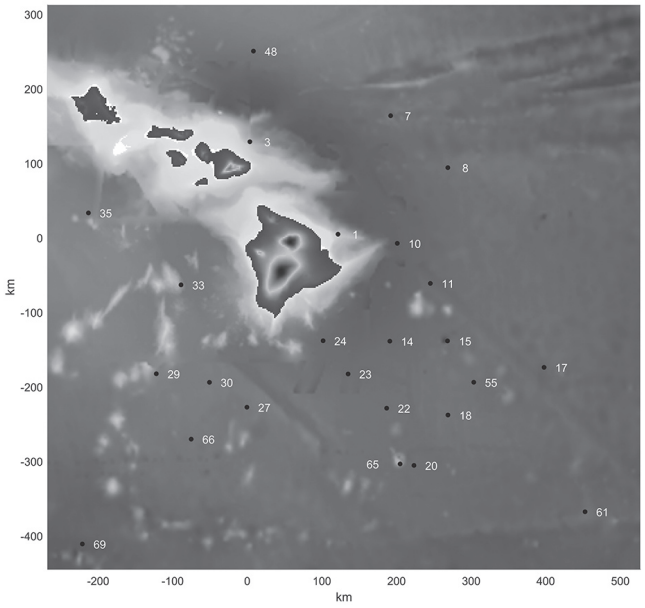


Рис. 1. Распределение сейсмоакустических станций (черные точки) на дне океана вблизи о. Гавайи из эксперимента PLUME

(три ортогональные компоненты колебательной скорости/ускорения и давление), эксперимента PLUME на Гавайском архипелаге в Тихом океане [Laske et al., 2009] (рис. 1). Экспериментальные данные были получены при помощи оборудования организации OBSIP (http://www.obsip.org), которая финансируется Национальным научным фондом США. Данные находятся в открытом доступе на сайте центра IRIS (http://www.iris.edu). Гавайские острова – это действующая вулканическая система, глубинные магматические структуры которой представляют собой крайне интересный объект для фундаментальных исследований, в том числе и сейсмотомографическими методами.

На первом этапе решалась задача определения времен распространений поверхностных сейсмоакустических волн между каждой из пар станций. Для этого вычислялась функция взаимной корреляции для суточных временных рядов по шумовым данным для вертикального канала, накопленным за год, и затем полученные результаты усреднялись. Для получения достоверных, симметричных относительно нулевой задержки корреляционных пиков, проводилась предварительная обработка записей, в которую помимо стандартных процедур – учета калибровочной кривой прибора и полосовой фильтрации – входило также удаление участков записи, содержащих землетрясения, нормализация амплитуды сигнала и обеление спектра [Presnov et al., 2016].

На данном этапе проводимых исследований удалось оценить времена распространений сигналов между различными парами приемников из функции взаимной корреляции шумовых записей в диапазоне частот 0,02–0,5 Гц. На рис. 2 приведен пример характерной корреляционной функции. Положение симметричных относительно нулевой временной задержки максимумов указывает на времена пробега волн. Так, на рис. 2 можно обнаружить максимумы на временных задержках $\tau_1 \approx 100$ и $\tau_2 \approx 300$ секунд (а также на тех же отрицательных значениях), что, при расстоянии между измерительными пунктами порядка 410 км, соответствует скоростям $v \approx 4{,}1$ км/с и $c_0 \approx 1{,}36$ км/с, которые близки к скорости поверхностных волн в океанической коре и к скорости акустических волн в океане, соответствен-

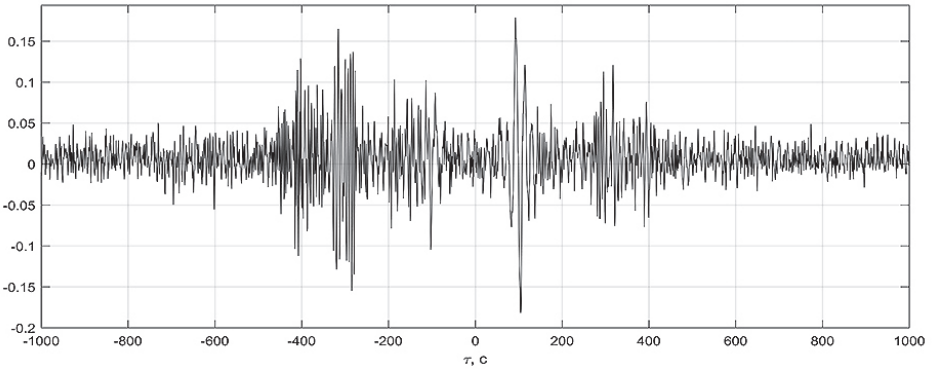


Рис. 2. Пример усредненной взаимно-корреляционной функции для одной из пар станций (17–27 см. рис. 1) в результате накопления шумового сигнала за период 6 месяцев

но. Отметим, что удовлетворительные времена пробега удалось определить экспериментально по шумовым данным уже при 3 месяцах накопления, что существенно упрощает проведение экспериментальных работ по сравнению с оригинальным исследованием [Laske et al., 2009], где необходимо было выполнять измерения в течение целого года, для того, чтобы произошло достаточное количество землетрясений, «просвечивающих» исследуемый регион.

Оцененные таким образом времена пробега вдоль достаточно большого количества различных трасс использовались далее для построения обсуждаемой в настоящей работе томографической схемы с целью восстановления распределения значений скоростей волн в различных точках среды.

Томографическая схема, результаты реконструкции

В работе используется линейная лучевая томографическая схема восстановления распределения неоднородности скорости поверхностной сейсмоакустической волны $\Delta v(x, y)$ в горизонтальной плоскости на основании экспериментально определенных возмущений времен распространений сигналов Δt_i, прошедших через исследуемую область между i-ой парой приемников:

$$\Delta t_i \approx -\int_{L_i^0} \frac{\Delta v(x,y)\, dl^0}{v_0^2(x,y)}, \qquad (1)$$

где $L_i^{\,0}$ – траектория луча, соединяющего рассматриваемую i-ую пару датчиков в невозмущенной среде. Один из способов решения интегральных уравнений (1) основан на их дискретизации. В этом случае восстанавливаемые характеристики среды представляются в виде линейной комбинации конечного числа базисных функций

$$\Delta v(x,y) = \sum_{j=1}^{J} x_j \Theta_j(x,y)\,.$$

В итоге система уравнений (1) сводится к: $AX = \Delta T$, где элементы матрицы возмущений A имеют вид

$$A_{ij} = -\int_{L_i^0} \frac{\Theta_j(x,y)}{v_0^2(x,y)} dl^0.$$

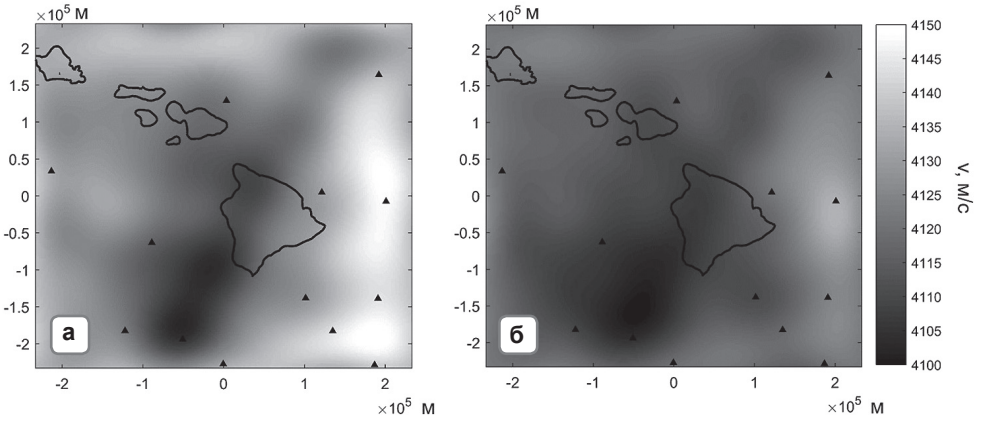


Рис. 3. Пример восстановления распределения скорости поверхностных сейсмоакустических волн в неоднородной среде для частот: а) – 0,05 Гц, б) – 0,02 Гц

Столбец ΔT состоит из значений временных задержек сигналов Δt_i, а вектор X – из неизвестных коэффициентов x_j разложения искомой функции $\Delta v(x, y)$ по базису $\Theta_j(x, y)$. В процессе проведения исследований мы использовали МНК-решение, регуляризованное путем добавления к A^+A единичной матрицы с весовым коэффициентом, который контролирует требование минимизации нормы решения по сравнению с нормой невязки. При восстановлении неоднородностей нами используется так называемый полосчатый базис [Буров и др., 2007], изначально разработанный для решения задач гидроакустической томографии океана [Буров и др., 2011].

Используя дисперсионные свойства поверхностных волн, представляется возможным восстановить распределение упругих параметров по глубине, поэтому исходные для томографической задачи времена определялись по корреляционным функциям для различных, достаточно узких частотных диапазонов. На рис. 3 приведен пример восстановления распределения скорости поверхностных сейсмоакустических волн в горизонтальной плоскости для двух различных частот. На рис. 3, как и на рис. 1 треугольниками отмечены приемники, масштаб увеличен по причине слабой разрешающей способности в областях, где количество приемников мало. Темные цвета соответствуют структурам, скорость распространения в которых понижена, то есть они интерпретируются как более «мягкие», наиболее вероятно связанные с объёмами магмы в питающей системе вулкана. Как можно заметить на большой глубине в мантии (рис. 3, б) область пониженных скоростей гораздо больше и интенсивней, чем в океанической коре (рис. 3, а), однако и здесь удается четко локализовать район, в котором магматический плюм подходит к поверхности.

Восстановление трехмерного распределения упругих параметров в среде

На заключительном этапе необходимо перейти от рассчитанных карт скоростей поверхностных сейсмоакустических волн, дающих качественное представление о параметрах среды на некоторых глубинах, к трехмерному распределению скоростей поперечных волн, которая однозначно связана с упругими свойствами сре-

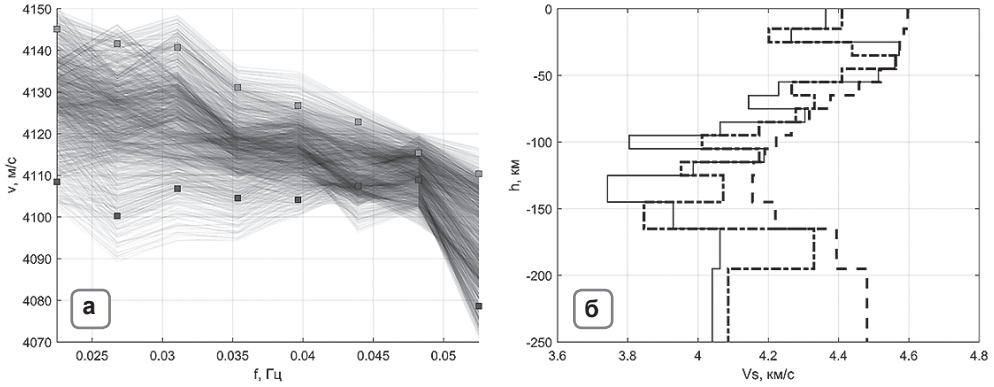


Рис. 4. Дисперсионные кривые групповой скорости поверхностных волн, оцененные во всех точках горизонтальной плоскости (а), примеры моделей сред, полученных при решении обратной задачи (б)

ды. Для этого, при помощи карт скоростей, полученных для достаточного количества частотных диапазонов, строятся дисперсионные кривые, соответствующие фиксированным узлам на карте. В рамках настоящего исследования томографическим методом было рассчитано 8 карт групповой скорости поверхностной волны. Таким образом, для каждой точки в горизонтальной плоскости можно определить дисперсионную кривую см. рис. 4, а., где на график наложены кривые для различных точек, а квадратами отмечены сильно различающиеся регионы в области точек 33 (нижняя кривая) и 8 (верхняя кривая) на рис. 1.

Выполняя инверсию дисперсионных кривых групповых скоростей поверхностных волн одним из известных методов (см., например, [Авербах и др., 2016; Kozlovskaya et al., 2008]), можно в каждой точке карты восстановить слоистую модель среды, а значит получить полное трехмерное строение. На рис. 4, б представлен результат решения обратной задачи методом имитации отжига для модели среды, содержащей 16 вертикальных слоев, исходные данные отмечены на рис. 4, а квадратами. На рис. 4, а пунктиром отмечена модель среды для Тихого океана [Laske et al., 2009], использовавшаяся в качестве начального приближения, сплошная линия – результат инверсии нижней дисперсионной кривой на рис. 4, а (квадратами), штрихпунктирная линия – результат инверсии верхней дисперсионной кривой на рис. 4, а (квадратами).

Заключение

В работе продемонстрирована возможность изучения неоднородных структур морского дна (до 250 км) в глубоком море при помощи приемников сейсмоакустического сигнала, установленных на дне в пассивном режиме. Результаты работы находятся в согласии с оригинальным исследованием [Laske et al., 2009], где в качестве зондирующего источника рассматривались землетрясения, а не естественный микросейсмический шум и другими подходами [Жостков и др., 2017], основанными на использовании информации об амплитудных характеристиках поверхностных волн. Дальнейшее развитие исследования связано с поиском возможностей

сокращения необходимого времени накопления шумового сигнала, которое на сегодняшний день может достигать одного года.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 16-29-02046, 16-02-00680).

Литература

Авербах В.С., Грибов Н.Н., Коньков А.И., Лебедев А.В., Малеханов А.И., Манаков С.А., Таланов В.И. Новый метод реконструкции неоднородностей среды с использованием волны Рэлея: примеры практического применения // Известия РАН; Серия физическая. 2016. 80, № 10, С. 1314–1320.

Акопова С.С., Бирюков Е.А., Григорьев А.Г., Тихоцкий С.А., Шур Д.Ю. Экспериментальное исследование возможности использования поверхностной волны Шолте для изучения строения верхней части разреза на акваториях // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. 43. № 4. С. 77–86.

Буров В.А., Сергеев С.Н., Шуруп А.С. Роль выбора базиса в задачах акустической томографии океана // Акустический журнал. 2007. 53, № 6. С. 791–808.

Буров В.А., Сергеев С.Н., Шуруп А.С. Использование в пассивной томографии океана низкочастотных шумов // Акустический журнал. 2008. 54. № 1. С. 51–61.

Буров В.А., Сергеев С.Н., Шуруп А.С. Трехмерная модель томографического восстановления океанических неоднородностей при неизвестном расположении антенн // Акустический журнал. 2011. 57, № 3. С. 348–363.

Жостков Р.А., Преснов Д.А., Шуруп А.С., Собисевич А.Л. Сравнение микросейсмического зондирования и томографического подхода при изучении глубинного строения Земли // Известия РАН ; Серия физическая. 2017. 81, № 1, С. 72–75.

Кулаков И.Ю. Взгляд на процессы под вулканами через призму сейсмической томографии // Вестник Российской академии наук. 2013. Т. 83. № 8. С. 698.

Соболев Г.А. Сейсмический шум. Москва: Наука и образование. 2014. – 271 с.

Яновская Т.Б. Методика поверхностно-волновой томографии, основанная на использовании данных от удаленных землетрясений // Физика Земли. 2009. № 3. С. 50–55.

Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб. : Наука. С.-Петерб. гос. ун-т. 2015. – 166 с.

Kozlovskaya E., Kosarev G., Aleshin I., Riznichenko O., Sanina I. Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean–Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array // Geophysical Journal International. V. 175. N 1. 2008. P. 135–152.

Laske G., Collins J.A., Wolfe C.J., Solomon S.C., Detrick R.S., Orcutt J.A., Bercovici D., Hauri E.H. Probing the Hawaiian hot spot with new ocean bottom instruments // Eos Transactions AGU, 2009. 90. № 41. P. 362–363.

Presnov D.A., Sobisevich A.L., Shurup A.S. Model of geoacoustics tomography based on the surface waves // Physics of wave phenomena, 2016. V. 24. N. 3. P. 249–254.

Yang Y., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Shapiro N.M. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe // Geophysical Journal International. 2007. № 168. P. 259–274.

УДК 550.372: 550.343

О ВОЗМОЖНОСТИ МОНИТОРИНГА ВАРИАЦИЙ ЛОКАЛЬНОЙ НДС НА ОСНОВЕ НАБЛЮДЕНИЙ КАЖУЩЕГОСЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ В ВОДОНАСЫЩЕННОЙ СКВАЖИНЕ

Е.Б. Чирков[1], И.Ш. Идармачев[2]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ИФЗ РАН, Москва
[2] Институт геологии Дагестанского Научного Центра РАН, Махачкала

Предложена физическая модель, описывающая механизм воздействия уровня воды в скважине, её температуры и минерализации, атмосферного давления и локальных вариаций НДС на величину измеряемого кажущегося сопротивления. На основе анализа данных более чем трехлетнего интервала наблюдения кажущегося сопротивления, атмосферного давления, уровня воды и температуры воды в скважине в районе Чиркейской ГЭС с помощью метода главных компонент показана адекватность модели и возможность реализации метода контроля локальных вариаций НДС при дополнительном измерении электросопротивления воды.

Введение

Задача мониторинга вариаций напряженно-деформированного состояния (НДС) вблизи плотин ГЭС имеет важное практическое значение, так как любые динамические явления вблизи плотины могут иметь катастрофические последствия. Эта задача представляет также большой научный интерес, поскольку сезонные изменения уровня водохранилища создают значительную вариацию НДС вмещающей среды, что позволяет наблюдать реакцию среды на мощное контролируемое воздействие.

В виду важности и сложности данной задачи актуальным является создание новых методов и средств для ведения мониторинга, которые могут повысить его информативность. В данной работе оценивается возможность мониторинга вариаций локального НДС массива на основе анализа данных более чем трёхлетнего ряда наблюдения кажущегося сопротивления (КС) с помощью прецизионной станции «Георезистор» [Абдулаев и др., 2008] в скважине, пробуренной для наблюдения за боковой фильтрацией воды из водохранилища в период его заполнения.

В работе предложен новый метод обработки результатов мониторинга КС в водонасыщенной скважине, позволивший после привлечения дополнительных данных по атмосферному давлению, уровню и температуре воды в скважине, устранить методические погрешности и с помощью метода главных компонент выделить две компоненты, не содержащие сезонной составляющей и предположительно связанные с влиянием вариаций минерализации воды и локальной НДС во всем спектральном диапазоне, доступном при частоте опроса раз в сутки и имеющейся длине ряда. Ширина полосы выделения компонент проверена с помощью спектральных оценок, временной ход выделенной компоненты, связанной с вариацией локальной НДС, сопоставлен с рассчитанной по теории И.П. Добровольского деформации в

точке наблюдения от местного сейсмического процесса. Для повышения надёжности и точности результатов мониторинга рекомендовано заменить измерение температуры воды в скважине на измерение её кажущегося сопротивления.

Данные и методы

Выбор мониторинга кажущегося сопротивления для контроля вариаций НДС массива связан с ясностью физики явления [Chelidze and Gueguen, 1999; Chelidze et al., 1999] и высокой тензочувствительностью этого параметра, подтвержденной полевыми измерениями и лабораторными экспериментами [Барсуков, 1971; Morrow and Brace, 1981; Авагимов, 1991].

Измерительная установка Венера расположена в скважине, пробуренной для наблюдения за боковой фильтрацией воды из водохранилища в период его заполнения, и находится всегда не менее чем на 40 метров ниже уровня воды в скважине. Глубина расположения её электродов от устья скважины составляет от 90 до 99 м (A–90, M–93, N–96, B–99). Из-за высокой чувствительности геометрии трещинного пространства к внешним воздействиям, несмотря на полную водонасыщенность породы, здесь можно ожидать тензочувствительности, сравнимой с известной для туфов (10^3–10^5) [Morrow and Brace, 1981; Chelidze and Gueguen, 1999; Chelidze et al., 1999].

Расположение измерительной установки в водонасыщенной скважине позволяет использовать для генератора серийный 12 вольтовый источник. Размещение измерительной установки на 40 м ниже уровня воды в скважине существенно снижает влияние внешних климатических факторов и дает потенциальную возможность оценить вариации НДС в выбранной области конечного размера, расположенной внутри горного массива. Использование 24 разрядного АЦП для измерения напряжения и тока и расчет среднего за сутки значения КС позволяет добиться высокой точности и надёжности оценки величины медленных вариаций КС.

Как и в большинстве геофизических измерений на измеряемую величину оказывает влияние несколько факторов, из которых нас интересует только один – вариация локальной НДС. Для устранения влияния мешающих факторов необходимо ясно представлять модель геофизической ситуации, какие факторы влияют на измеряемую нами величину, как и под действием чего эти факторы меняются во времени. Коротко опишем модель геофизической ситуации для нашего случая.

Измеряемое кажущееся сопротивление определяется сопротивлением воды и структурой порового пространства вмещающих пород (трещиноватые известняки). Сопротивление воды определяется её минерализацией и температурой. Минерализация воды, как показали результаты измерения электросопротивления проб воды в 2015 г., сильно меняется из-за притока вод низкой минерализации при таянии снегов. Температура воды в скважине зависит от уровня воды в водохранилище и времени года.

Структура порового пространства подвержена влиянию вариаций локальной НДС, атмосферного давления и уровня воды в водохранилище. Локальные вариации НДС и атмосферного давления, приложенные к скелету породы, при увеличении уменьшают эффективную пористость и проницаемость и увеличивают сопротивление. Сезонные изменения уровня воды в водохранилище создают колебания давления жидкости порядка 4 атмосфер, при увеличении уровня увеличивая эффективную пористость и проницаемость и уменьшая сопротивление.

В соответствии с приведенной выше моделью геофизической ситуации и имеющимися возможностями к анализу были привлечены дополнительные данные по атмосферному давлению метеостанции Буйнакск, расположенной на расстоянии около 10 км (с поправкой на разницу высот). С помощью ряда методических работ были рассчитаны данные по уровню и температуре воды в скважине с установкой, на основе данных по уровню воды в водохранилище и данных по температуре воды в соседней, близко расположенной скважине. Затем, для максимального увеличения длины совместного ряда наблюдений была использована линейная интерполяция для пропусков в 1–2 дня для всех измеряемых величин, после чего был получен (не непрерывный) массив данных в (850*6) значений на интервале наблюдений с 25.04.2010 по 31.12.2013 гг.

Как видно из модели геофизической ситуации после привлечения дополнительных данных на измеряемую КС влияет два неконтролируемых нами фактора – вариации локальной НДС и вариации минерализации воды, являющиеся для нас помехой. Заметим, что, если бы мы измеряли не температуру воды в скважине, а её КС, то единственным неконтролируемым фактором осталась бы вариация интересующей нас локальной НДС и задача бы сильно упростилась. Однако пусть и с погрешностями, мы можем попытаться решить нашу задачу, используя то, что температура воды в скважине является индикатором притока талых вод пониженной температуры и минерализации, а зависимость сопротивления воды от температуры нам известна. Используя форму этой зависимости, мы решили задачу оптимизации для поиска неизвестного коэффициента (при ограничении его вариации интервалом, полученным по литературным данным), минимизируя величину коэффициента корреляции между рядами КС и температуры воды в скважине, после чего учли влияние температуры на КС с помощью полученного коэффициента. Теперь оставшаяся корреляция между рядами КС и температуры обусловлена исключительно влиянием изменения минерализации отражающейся в изменении температуры, поскольку влияние собственно вариаций температуры на КС мы уже вычли. Таким образом, теперь вариация температуры у нас отражает только влияние вариации минерализации воды и у нас остался один не контролируемый фактор, влияющий на КС – это нужная нам вариация локальной НДС.

Однако в наших данных присутствует ещё систематическая погрешность, связанная с вариацией модели геоэлектрического разреза в связи с сезонным изменением уровня воды на 40 метров. Упрощенно модель её влияния можно представить следующим образом. Заметим, что питающий диполь у нас расположен вертикально не менее чем на 40 метров глубже уровня воды в скважине. В этих условиях можно (с некоторой погрешностью) предположить, что поверхность уровня воды горизонтальна, а сопротивление всего полупространства выше этой поверхности равно сопротивлению сухих известняков, слагающих контролируемый массив (здесь мы пренебрегаем различием сопротивления сухих известняков и воздуха вдали от контакта). В этих предположениях мы имеем модель контакта для пространства и можем оценить погрешность, вызванную регистрируемым нами ходом уровня воды на 40 м и вычесть её из измеренных данных. Что и было реализовано, также на основе решения задачи оптимизации для поиска сопротивления сухих известняков массива путем минимизации величины коэффициента корреляции между рядами КС и уровнем воды в скважине, при ограничении вариации величины сопротивления сухих известняков интервалом, полученным по литературным данным.

Заметим, что суммарная относительная величина двух погрешностей (за влияние температуры воды и изменение уровня воды на КС), в максимальном за вре-

мя наблюдения значении оказалась меньше 0,0007, и её малость полностью оправдывает правомочность сделанных нами допущений. Другими словами, вариация температуры воды в скважине настолько мала, что погрешность в нашей оценке по учету её влияния на КС пренебрежима, это же можно сказать и о влиянии погрешности нашего способа учета влияния изменения уровня воды на модель геоэлектрического разреза. Однако эти оценки необходимо делать, так как в случае применения метода в других условиях они могут оказаться достаточно велики, а временной ход суммы этих погрешностей имеет сложный и нерегулярный характер.

Вернёмся к модели геофизической ситуации, мы имеем ряд КС, приведенный к одной температуре и одному уровню воды в скважине, ряд температуры воды в скважине, отражающий изменение минерализации воды, ряд уровня воды в скважине, создающий в области установки давление воды, стремящееся увеличить размер трещинного пространства, ряд атмосферного давления на скелет породы, распространяющегося без задержек и потерь на глубину до нескольких километров [Волейшо,1993].

Все эти факторы (минерализация воды изменяющая КС, атмосферное давление сжимающее скелет породы, давление воды, увеличивающее трещинное пространство) передаются в точку измерения мгновенно и начинают действовать незамедлительно. Эффект изменения величины порового пространства под действием вариации уровня воды и атмосферного давления имеет передаточную характеристику, но для её учета потребовались бы среднечасовые оценки всех измеряемых величин, которых у нас нет, поэтому нам придется ограничиться «мгновенным» среднесуточным значением, вклад которого в эффект по нашим оценкам имеет превалирующее значение.

Таким образом, на основе понимания модели геофизической ситуации мы значительно упростили задачу путем привлечения необходимых данных (уровень и температура воды в скважине, атмосферное давление), снижения количества влияющих на КС факторов (устранение влияния температуры воды на КС), устранения создающих нелинейность сторонних эффектов (исключение влияний изменения модели геоэлектрического разреза вследствие вариаций уровня воды в скважине), рассмотрения части эффекта, заключённого в среднесуточном значении (с пренебрежением части передаточной характеристики за пределами суток).

В такой постановке, с учетом сделанных приближений, мы имеем линейную задачу без временных сдвигов, где у нас есть измеряемая величина КС, известны три фактора, оказывающие влияние на величину КС (вариации уровня воды, атмосферного давления и минерализации оцениваемой по температуре) и неизвестен один фактор, который нам и нужно отслеживать – вариация локальной НДС.

Для решения данной задачи можно применить метод главных компонент [Pearson, 1901; Jolliffe, 2002]. В методе главных компонент последовательно ищут независимые факторы (линейные комбинации измеряемых параметров), объясняющих максимальную часть оставшейся дисперсии. Метод главных компонент (МГК) обычно применяется на этапе «поиска» при работе с недостаточно понимаемыми проблемами для сокращения размерности исходных данных, в данном случае мы будем использовать его на этапе «разведки», поскольку хорошо понимаем данные и их взаимосвязи. Нас будет интересовать разделение полной дисперсии исходных данных на независимые компоненты для выделения неизвестных нам вариаций локальной НДС.

Результаты и обсуждение

Для анализа данных сопротивления, уровня и температуры воды в скважине и атмосферного давления, подготовленных для анализа, как было описано в предыдущем разделе, был применён МГК, в результате было получено четыре главных фактора, описывающих 100% дисперсии использованных данных.

Первая компонента, описывающая около 62% процентов общей дисперсии исходных данных, включала 85% дисперсии уровня воды в скважине, 78% дисперсии температуры (минерализации) и 80% дисперсии кажущегося сопротивления. В этой компоненте одновременно уменьшается и сопротивление, и температура (минерализация) воды, что может свидетельствовать о том, что оба эти параметра изменяются под воздействием более мощного процесса – изменения давления воды, вызванного изменением уровня воды в скважине. Вторая компонента, описывающая около 26% процентов общей дисперсии данных, содержала 95% дисперсии атмосферного давления, по 2% дисперсий уровня и температуры воды и 4% дисперсии сопротивления и отражала, в основном, влияние атмосферного давление на величину кажущегося сопротивления через изменение эффективной пористости и проницаемости. Третья компонента, описывающая около 8% общей дисперсии, содержала 19% дисперсии температуры (минерализации) воды, 9% дисперсии сопротивления, около 1% уровня воды и около 2% атмосферного давления и отражала, главным образом, влияние изменения минерализации воды на кажущееся сопротивление. Четвертая компонента, описывающая около 5% общей дисперсии данных, содержала 12% дисперсии уровня воды и 7% дисперсии сопротивления и около 1% дисперсии температуры воды. В этой компоненте одновременно увеличивается и сопротивление и уровень воды, что, как и в случае с первой компонентой, возможно, свидетельствует о влиянии более мощного процесса, в данном случае, вероятно, локальной вариации НДС и на уровень воды в скважине и на кажущееся сопротивление. Напомним, что в первой компоненте увеличение более мощного фактора – уровня воды приводило к уменьшению сопротивления, несмотря на уменьшение минерализации, а в четвертой компоненте влияние неизвестного фактора приводит к увеличению сопротивления, несмотря на увеличение уровня воды, до сих пор считавшегося фактором, оказывающим на КС наиболее сильное влияние.

Для проверки надежности и устойчивости полученных результатов выделения компонент исходный ряд был разбит на две части по времени и проведенный анализ МГК показал практически тот же результат для обеих частей, что свидетельствует о его устойчивости.

После выделения четырех компонент, описывающих 100% дисперсии рядов измеренных данных, было обнаружено, что годовая периодичность присутствует только в первых двух, предположительно обусловленных влиянием вариаций уровня водохранилища и атмосферного давления. Две другие компоненты, преимущественно связанные с влиянием вариаций минерализации воды и локальной вариации НДС, потенциально могут содержать сигналы предвестниковой природы. Заметим, что, несмотря на отсутствие годовой периодичности, выделенные компоненты содержат значимые пики спектральной плотности во всём диапазоне частот на периодах от 1082 до 125 суток.

Анализ сопоставления выделенных аномалий компоненты, предположительно связанной с вариацией локальной НДС, с рядом землетрясений, создающих по теории Добровольского относительные деформации больше 5E-8, формально показал наличие аномалий предваряющих 3 землетрясения из 4 попадающих в интер-

вал наблюдения и аномалию после четвертого землетрясения, наиболее слабого. Это обнадёживает, но в силу небольшой длины ряда требует дальнейшей проверки. Результаты анализа свидетельствуют о высоком качестве данных по КС, полученных с помощью установки «Георезистор», и о больших потенциальных возможностях подхода, однако для полной реализации его возможностей и обеспечения достоверности результата необходимо проводить все измерения (кажущегося сопротивления, атмосферного давления, уровня воды) на одной скважине и измерять кажущееся сопротивление воды вместо её температуры, желательно сохраняя не среднесуточные, а среднечасовые значения.

Заключение

Благодаря высокой точности и помехозащищенности измерений кажущегося сопротивления в водонасыщенной скважине с помощью установки «Георезистор» и наличию адекватных физических представлений о влияющих на результат измерения факторах на основе метода главных компонент удалось выделить в полном диапазоне частот две компоненты КС, не содержащие сезонной составляющей, связанные предположительно с вариациями минерализации воды и локальной НДС, величины дисперсии которых составляют около 9 и 7% от величины дисперсии измеренной величины КС соответственно. На основе сопоставления выделенных аномалий компоненты, связанной с вариацией локальной НДС, с рассчитанной по теории И.П. Добровольского объемной деформацией в пункте наблюдения от местных землетрясений, сделан вывод о перспективности данного подхода.

Литература

Абдулаев Ш.О., Алиев М.М., Идармачев Ш.Г. Некоторые результаты исследования деформации горных пород станцией «Георезистор» // Вестник Дагестанского Научного Центра РАН, № 30, 2008, с. 16–21.

Авагимов А.А. Динамика электромагнитных процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе : Автореферат дис. д-ра физ.-мат. наук. М. : 1991. – 52 с.

Барсуков О.М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами // Физика Земли. 1970. № 1. С. 84–89.

Волейшо В.О. Формирование гидрогеодинамического режима под воздействием региональных внешних нагрузок на водоносный горизонт : Автореферат дис. д-ра геол.-мин наук. М. : 1993. – 50 с.

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения АН СССР. М. : Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта. 1991. – 224 с.

Челидзе Т.Л. Об аномально высокой тензочувствительности электропроводимости неоднородных сред // ЖЭТФ. 1984. Вып. 2. С. 635–641.

Chelidze T.L., Gueguen Y. Electrical spectroscopy of porous rocks: A review–I // Theoretical models Geophysical Journal International 137 (1), 1–15.

Chelidze T.L., Gueguen Y., Ruffet C. Electrical spectroscopy of porous rocks: a review–II. Experimental results and interpretation // Geophysical Journal International 137 (1), 16–34.

Jolliffe I.T., Principal component analysis, 2nd ed., Springer, 2002. – 518 s.

Morrow C., Brace W.F. Electrical resistivity changes in tuffs due to stress // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. N 4. P. 2929–2934.

Pearson K. On Lines and Planes of Closest Fit to Systems of Points is Space // Philosophical Magazine; Series 6. 1901. Vol. 2 N 11. P. 559–572.

УДК 523.682

ИЗУЧЕНИЕ МЕТЕОРНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПО КОМБИНИРОВАННЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

А.П. Карташова[1], Ю.С. Рыбнов[2], Д.О. Глазачев[2], О.П. Попова[2], Г.Т. Болгова[1]

[1] Институт астрономии РАН, Москва
[2] Институт динамики геосфер РАН, Москва

Взаимодействие метеорных тел с атмосферой приводит к генерации как оптического (метеоры), так и акустического (импульсы давления) излучения. Большинство метеорных частиц не достигают земной поверхности, и их свойства (масса, размер и т.д.) оцениваются по данным наблюдений с использованием целого ряда предположений и моделей взаимодействия с большой неопределенностью. Одновременные комбинированные наблюдения метеоров позволят сопоставить оценки параметров метеороидов, полученные по разным наблюдательным данным, уточнить модели взаимодействия частиц с атмосферой. В статье рассказывается о результатах комбинированных (оптических и акустических) метеорных наблюдений, организованных Институтом астрономии РАН (ИНАСАН) и Институтом динамики геосфер РАН (ИДГ РАН).

Введение

Взаимодействие метеорных тел с атмосферой приводит к генерации как оптического (метеоры), так и акустического (импульсы давления) излучения. Большинство метеорных частиц не достигают земной поверхности, и их свойства (масса, размер и т.д.) оцениваются по данным наблюдений с использованием целого ряда предположений и моделей взаимодействия с большой неопределенностью. Одновременные комбинированные наблюдения метеоров позволят сопоставить оценки параметров метеороидов, полученные по разным наблюдательным данным, уточнить модели взаимодействия частиц с атмосферой. Комбинированные (оптические и акустические) метеорные наблюдения были организованы Институтом астрономии РАН (ИНАСАН) и Институтом динамики Геосфер РАН (ИДГ РАН) в 2014 г. и продолжены в августе 2016 г. Базисные оптические наблюдения проводились на Звенигородской обсерватории ИНАСАН (ЗО ИНАСАН) и геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево» ИДГ РАН. Непрерывный мониторинг инфразвука осуществляется на ГФО «Михнево» и на ЗО ИНАСАН.

Основной целью проведенных наблюдений было изучение возможности проведения комбинированных наблюдений и регистрации на земной поверхности акустических возмущений (сигналов) от пролетов и разрушения небольших (субсантиметровых) метеороидов на высотах 70–150 км и оценки их энергии.

Метод оценки энергии метеороидов по акустическому сигналу

Одним из возможных подходов к оценке энергии по акустическому сигналу является сравнение этого сигнала с акустическими сигналами от известных источни-

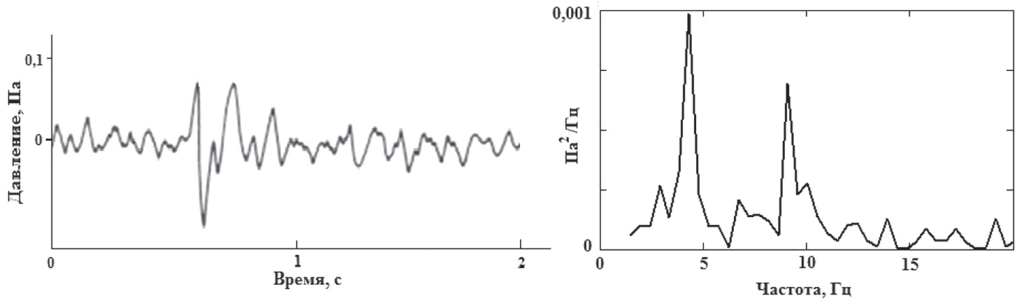


Рис. 1. Волновая форма акустического сигнала от взрыва с q = 0,9 кг ТНТ на высоте 90 км и его спектр ($\Delta P_+ \approx 0{,}08$ Па, $f_{max} \approx 4{,}9$ Гц)

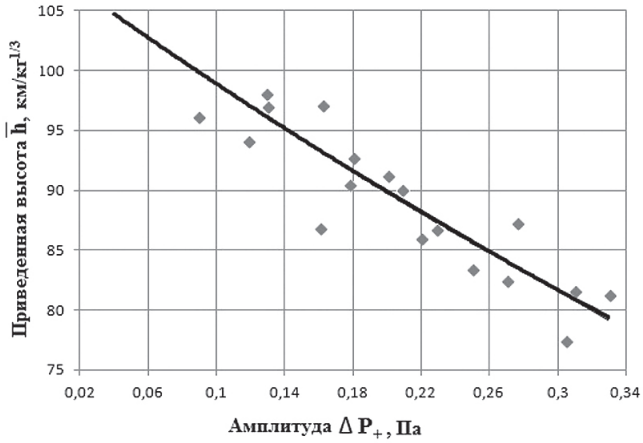


Рис. 2. Зависимость амплитуды избыточного давления ΔP_+ от приведенной высоты $\overline{h}$

ков. Это позволит получить хоть грубую, но достаточно обоснованную экспериментальную оценку энергии метеороидов. Такими известными источниками могут служить экспериментальные взрывы на ионосферных высотах.

В работах [Буш, 1997; Reed, 1972; Herrin et al., 2008] приведены данные регистрации взрывов химических ВВ массой от 0,11 до 15 кг ТНТ на высотах ≈50–150 км. Были отобраны сигналы, которые регистрировались на незначительных расстояниях от проекции эпицентра взрыва на земную поверхность. Это зона лучевого распространения, радиус которой не превышает h, где h – высота источника. В этой зоне в качестве основного параметра можно выбрать амплитуду фазы избыточного давления ΔP_+. Характерная волновая форма и спектр акустического сигнала от взрыва с энергией q = 0,9 кг ТНТ на высоте 90 км приведены на рис. 1. Для построения калибровочной кривой амплитуды избыточного давления нормировались на величину $h/\sqrt[3]{q} \rightarrow \overline{h}$, где $\overline{h}$ – приведенная высота [Садовский, 1952]. На рис. 2 приведена зависимость ΔP_+ от приведенной высоты $\overline{h}$. Из рисунка видно, что общая тенденция изменения амплитуды фазы избыточного давления от приведенной высоты сохраняется и имеет вид

$$\overline{h} \approx 108{,}82 \cdot \exp(-0{,}9557 \cdot \Delta P_+) \qquad (1)$$

при доверительной вероятности аппроксимации ≈0,92. При построении зависимости использовались сигналы с амплитудой ΔP_+ от 0,08 до 0,33 Па, зависимость

была экстраполирована до 0,03 Па. Если известна высота источника, то его энергию q можно оценить следующим образом:

$$q \approx (h/\overline{h})^3. \quad (2)$$

В работе [Brown et al., 2007] для оценки энергии метеороидов используется оценка периодов максимальной амплитуды, полученная в приближении слабой волны. [Silber et al., 2015] предложили оценку, основанную на размере радиуса (масштаба) акустического источника. Мы сравнили оценки, полученные разными методами.

Результаты наблюдений

Измерения акустических сигналов от метеороидов проводились в двух пунктах наблюдения: Звенигородская обсерватория Института астрономии РАН (ЗО ИНАСАН) с координатами N = 55,6993°; E = 36,7584° и ИДГ РАН с координатами N = 55,668°; E = 37,241. Для регистрации использовались микробарометры с полосой пропуская 0,001–10 Гц. Для дальнейших исследований исходные сигналы фильтровались в полосе 0,1–10 Гц. Одновременно с акустическими наблюдениями проводились оптические наблюдения в двух пунктах наблюдения: ЗО ИНАСАН с координатами N = 55,6993°; E = 36.7584° и ГФО «Михнево» ИДГ РАН с координатами N = 54,962°; E = 37,763°. Наблюдения проводились с помощью телевизионных метеорных установок, которые состоят из следующих компонентов: черно-белой видео камеры высокого разрешения Watec LCL-902HS Ultimate, широкоугольного объектива Computar 6/0,8 (F = 6 мм, светосила 1:0,8) [Kartashova, 2013].

В результате для анализа были отобраны акустические сигналы от метеороидов, зарегистрированные в августе 2016 г., которые наблюдались в зоне между ИДГ

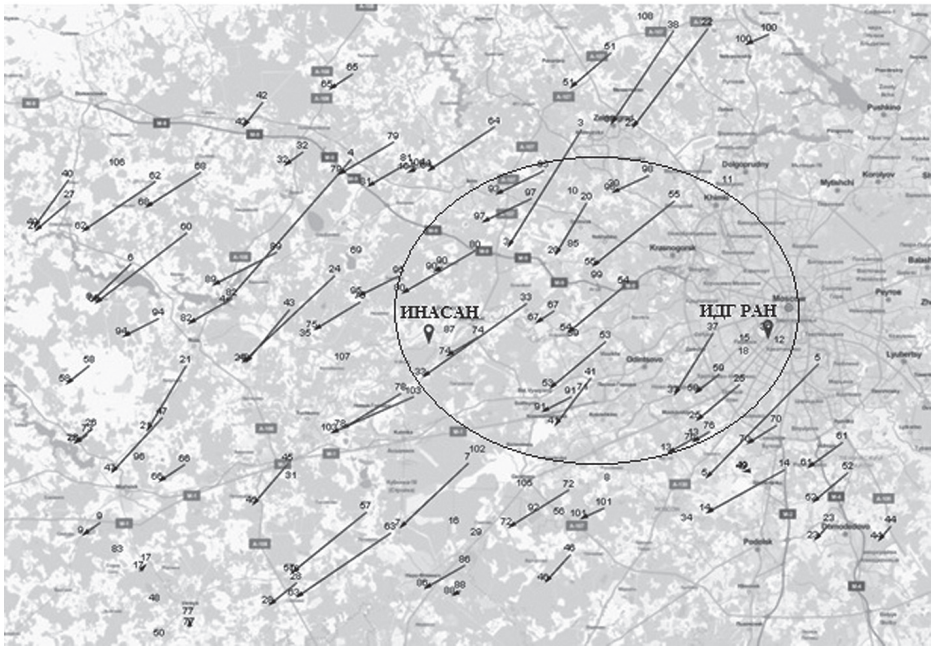


Рис. 3. Карта трасс метеороидов, полученная по видеонаблюдениям

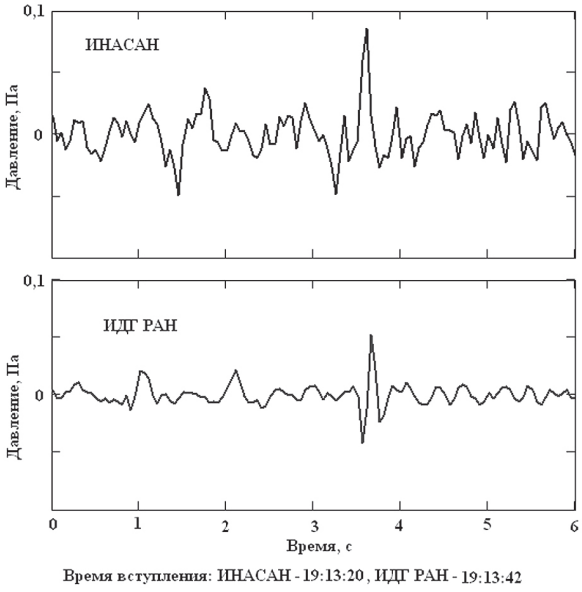


Рис. 4. Акустический сигнал от события № 33

РАН и ЗО ИНАСАН (см. рис. 3). По данным оптических измерений определялись координаты видимого следа метеороида и время пролета. Теоретически оценивалось время прихода сигнала в пункты регистрации. Совпадение времен прихода в пункты приема с теоретическими оценками и совпадение характерной формы сигнала были критериями идентификации сигнала [Silber et al., 2015]. По данным критериям было выделено только 4 акустических сигнала: №№ 20, 33, 74 и сигнал 11.08.2016 г. в 21:46:48 UT. Для примера на рис. 4 приведена характерная волновая форма сигнала, зарегистрированного 11 августа 2016 г. (трасса № 33).

Оценка энергии метеороидов по акустическим данным

Основные данные (№ трассы, дата и время пролета, высота начала и конца траектории) приведены в табл. 1. По зависимости (1) были оценены приведенные высоты, а по зависимости (2) определены тротиловые эквиваленты каждого источника (см. табл. 2). Как видно из табл. 2 тротиловый эквивалент находится в диапазоне 0,37–1,84 кг ТНТ при среднем значении ≈1,06 и стандартном отклонении ≈0,52. В табл. 3 приведено сравнение наших оценок по (1–2) с оценками по аппроксимациям [Brown et al., 2007; Silber et al., 2015]. Сравнение показывает, что разброс оценок массы и энергии метеороида по акустическим сигналам достигает 2–7 раз.

Таблица 1

Пример метеоров, зарегистрированных акустическим методом

№№	№ трассы	Дата	Время, UT	Высота, км
1	20	10-08-2016 г.	18:58:27	113/74
2	33	11-08-2016 г.	19:06:44	120/84
9	74	11-08-2016 г.	23:03:53	115/86
Базовый сигнал		11-08-2016 г.	21:46:48	126/98

Таблица 2

Оценка энергии метеороидов по акустическим наблюдениям

№ трассы	Приведенная высота		Тротиловый эквивалент, кг ТНТ		Среднее значение, кг ТНТ	Стандартное отклонение, кг ТНТ
	ИДГ РАН	ЗО ИНАСАН	ИДГ РАН	ЗО ИНАСАН		
20	102,6	97,3	0,37÷1,3	0,44÷1,56	0,93	0,6
33	103,3	100,1	0,54–1,57	0,59–1,72	1,1	0,63
74	105,7	98	0,44–1,03	0,68–1,62	1,03	0,44
11.08 21:46:48	105,6	98,1	0,75–1,46	0,94–1,84	1,25	0,43

Таблица 3

Оценка массы и энергии метеороидов по акустическим наблюдениям

№	Дата	Время, UT	Hb/He, km	*Energy range, 10^6 J	*Mass range, кг	**Mass, кг	***Energy range, 10^6 J
1	10-08-2016	18:58:27	113/74	1,8–6,4	0,0011–0,0037	0,0005	1,9–3,2
2	11-08-2016	19:06:44	120/84	2,5–7,2	0,0014–0,0041	0,0011	4,5–5,2
3	11-08-2016	21:46:48	126/98	1,8–5,8	0,0023–0,0044	0,001	2,4–4,5
4	11-08-2016	23:03:53	115/86	3,9–7,7	0,0016–0,0039	0,0007	2,3–3
Среднее					0,0013–0,0036	0,00053	

* – значения, полученные по выражениям (1–2), масса оценена в предположении, что энергия акустического источника равна кинетической энергии метеороида (100% акустическая эффективность); ** – значения по аппроксимации из [Silber et al., 2015]; *** – по выражению (2) из [Brown et al., 2007].

Оценка параметров метеороидов по оптическим наблюдениям

По оптическим наблюдениям были получены индивидуальные параметры (высота загорания и погасания, геоцентрическая скорость, абсолютная звездная величина, орбитальные параметры) каждого метеора, зафиксированного на двух пунктах. Используя эти параметры (абсолютную звездную величину, угол входа, скорость) можно оценить массу метеороида по классической формуле F. Verniani [Verniani, 1973]:

$$\mathbf{m} = 63{,}71 - 10\log(\mathbf{V}) - 2{,}5\log(\mathbf{M}) - 2{,}5\log(\cos \mathbf{Z_R})) \quad (3)$$

Кроме того, масса оценивалась по формуле следующим образом [Peterson, 1999]:

$$\mathbf{m} = -8{,}75 \log(\mathbf{V}) - 2{,}25 \log(\mathbf{M}) + 11{,}59 \quad (4)$$

где **m** – абсолютная звездная величина, **V –** геоцентрическая скорость, **M –** внеатмосферная масса, $\mathbf{Z_R}$ – угол входа метеороида в атмосферу. Следует отметить, что оценка параметров метеора по максимальной яркости очень неточна. Более точной является оценка, опирающаяся на все кривую блеска, но и она сильно зависит от используемых предположений о светимости [Campbell-Brown et al., 2012], погрешность может превышать порядок величины. В дальнейшем мы намереваемся получить более точную оценку по оптическим данным.

Таблица 4

Оценка массы и энергии метеороидов по оптическим наблюдениям

№	Дата	Время, UT	Hb/He, км	Масса, кг [Verniani, 1973]	Масса,кг [Peterson, 1999]	Энергия [Verniani, 1973], 10^6 J	Энергия [Peterson, 1999], 10^6 J
1	10-08-2016	18:58:27	113/74	0,000007	0,000003	0,016	0,007
2	11-08-2016	19:06:44	120/ 84	0,000036	0,000019	0,075	0,041
3	11-08-2016	21:46:48	126/98	0,00012	0,0001	0,178	0,150
4	11-08-2016	23:03:53	115/86	0,000022	0,000012	0,051	0,027

Сравнение масс и энергий, полученных по оптическим и инфразвуковым наблюдениям, показывают значительный разброс величин (до двух порядков и более).

Заключение

Проведенные исследования показали, что акустические сигналы от небольших метеороидов могут уверенно регистрироваться на расстояниях до 100 км (зона прямого лучевого распространения). По калибровочным высотным взрывам химических зарядов получена сравнительная оценка энергии и массы метеороидов.

Следует отметить, что калибровочные взрывы являются источниками сферических ударных волн. Исследуемые метеоры имеют скорость движения порядка нескольких десятков км/с и являются источниками ударных волн цилиндрической симметрии [Цикулин, 1969]. Поэтому прямая оценка энергии метеора, а, следовательно, оценка его размера и массы по калибровочным взрывам, может дать заметную погрешность. В дальнейшем будет необходимо определить критерий перехода от взрывов сферической к цилиндрической симметрии, что планируется сделать в дальнейших исследованиях.

Сравнения масс и энергий, полученные по оптическим и инфразвуковым наблюдениям показывают значительный разброс величин (до двух порядков). Возможное объяснение может включать использование больших неопределенностей во всех используемых приближениях, неточности в определении звездной величины метеоров.

Работа была поддержана программой Президиума РАН № 7.

Литература

Буш Г.А., Иванов Е.А., Куличков С.Н., Педанов Н.В. Некоторые результаты по регистрации акустических сигналов от высотных взрывов // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 1. С. 67–71.

Садовский М.А. Механическое действие воздушных ударных волн по данным экспериментальных исследований // Физика взрыва, изв. АН СССР. 1952. Сб. № 1. С. 20–110.

Цикулин М.А. Ударные волны при движении в атмосфере крупных метеоритных тел. М. : Изд. «Наука». 1969. – 86 с.

Brown P.G., Edwards W.N., Revelle D.O., Spurny P. Acoustic analysis of shock production by very high-altitude meteors–I: infrasonic observations, dynamics and luminosity // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. V. 69. Issue 4–5. P. 600–620.

Campbell-Brown et al. Photometric and ionization masses of meteors with simultaneous EISCAT UHF radar and intensified video observations // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. Issue A9. CiteID A09323.

Herrin E.T. et al. High-altitude Infrasound Calibration Experiments // Acoustics Today. 2008. 4(2). P. 9–20.

Kartashova A. Television meteor observations in INASAN // Proceedings of the International Meteor Conference 2012 / Eds. M. Gyssens and P. Roggemans. IMO. 2013. P. 174–177.

Peterson G. Dynamics of Meteor Outbursts and Satellite Mitigation Strategies // The Aerospace Press and AIAA, El Segundo, CA, and Reston, VA. 1999.

Reed J.W. Airblast overpressure decay at long ranges // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 9. P. 1623–1629.

Silber E., Brown P., Krzeminski Z. Optical observations of meteors generating infrasound – II Weak Shock Therory and Validation // Journal of Geophysics Research. 2015. V. 120, Issue 3. P. 413–428.

Verniani F. An Analysis of the Physical Parameters of 5759 Faint Radio Meteors // Journal of Geophysical Research. 1973. V. 78. P. 8429–8462.

УДК 550.8.05

ТЕХНОЛОГИЯ ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ОСНОВЕ РЕГИСТРАЦИИ ВЫНУЖДЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА НИХ ЭНЕРГИИ РЕЗОНАНСОВ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРИЛИВОВ

А.А. Кабанов[1], В.Г. Сибгатулин[2], Б.Н. Нефедов[2], В.М. Агафонов[3]

[1] Сибирский федеральный университет, Красноярск
[2] СКТБ «Наука» ИВТ СО РАН, Красноярск
[3] Московский физико-технический университет, ООО «Р-Сенсорс», Долгопрудный

Предложена технология прямых поисков нефтегазовых залежей – флюидная резонансная сейсморазведка (ФРС) на основе регистрации приливных воздействий. Принципиальное отличие ФРС от известных технологий так называемой «пассивной сейсморазведки» (АНЧАР, НЧС) заключается в том, что, если в «пассивной сейсморазведке» конкретный источник низкочастотных аномалий нефтегазовой залежи (НГЗ) неизвестен, то технология ФРС базируется на реальном и стабильном источнике воздействия на НГЗ – резонансах приливов. Показано, что разрешающие способности технологии ФРС, несмотря на использование низких частот (0,2–10,0 Гц), сопоставимы и превышают разрешающую способность сейсморазведки методом отраженных волн общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) (10–100 Гц).

Введение

Резонансы гравитационных приливов вызывают стоячие волны в нефтегазовых залежах. Это позволяет устойчиво регистрировать низкочастотную составляющую (от 0,1 до 5,0 Гц) в спектре на фоне сильных помех без использования искусственных источников возбуждения. Резонансы приливов влияют на напряженно-деформированное состояние (НДС) геологической среды и усиливают эмиссию углеводородных газов (метана, пропана) из нефтегазовых залежей (НГЗ), что повышает достоверность прямого прогноза.

При проектировании работ по технологии ФРС, время резонансов предварительно рассчитывается. При этом наряду с известными типами приливных воздействий учитывается также влияние колебаний барицентра. Низкочастотные колебания залежей при резонансах гравитационных приливов длятся до одного до трёх суток. В течение лунного месяца (28–29 сут) обычно фиксируется не менее трёх сильных резонансов, что позволяет для поиска залежей ограничить регистрацию сейсмических шумов временем от 3 до 5 суток.

Оценка возможностей технологии ФРС для картирования маломощных (2–3 м) объектов, насыщенных нефтегазовыми флюидами

Разрешающая способность волновых технологий ограничена 1/4 длины волны [Гурвич, Боганник, 2006]. Сейсморазведка методом отраженных волн общей глубинной точки **(**МОВ-ОГТ) – типичный волновой процесс в земной коре. Частотный диапазон сейсморазведки МОВ зависит от типа источника (взрыв, удар, вибратор), а также от поглощающих свойств среды, особенно верхней части разреза (ВЧР). Для осредненных геолого-геофизических параметров типичной для Сибирской платформы геологической среды наиболее распространена технология сейсморазведки МОВ-ОГТ на частотах около 50 Гц. В условиях высокоскоростного геологического разреза (скорость распространения упругих колебаний около 5000 м/с), длина сейсмической волны составляет примерно 100 м. При повышении частоты возбуждения и регистрации до 100 Гц, длина волны (L) может быть уменьшена до 50 м, а при понижении частоты до 25–30 Гц, длина волны колеблется в интервале 120–150 м.

Разрешающая способность технологии МОВ-ОГТ ($¼L$) в интервале частот 25–100 Гц оценивается от 40 до 10 м. Поэтому, основным методическим приемом повышения разрешающей способности сейсморазведки МОВ-ОГТ в условиях высокоскоростного разреза (≈5000 м/с) – является увеличение частоты возбуждения и регистрации отраженных волн, а также переход к возбуждению поперечных волн, скорость которых (и соответственно длина волны) в 1,7 раза меньше скорости (длины волны) продольных волн. Переход на высокочастотные возбуждение и регистрацию (до 100 Гц) позволяет в принципе повысить разрешающую способность структурной сейсморазведки МОВ-ОГТ в полтора раза, то есть картировать объекты мощностью от 5 и более метров, однако, в условиях неоднородностей ВЧР и аномального поглощения высоких частот, обеспечить столь высокое разрешение для картирования маломощных коллекторов (5–6 м) весьма проблематично.

Технология ФРС базируется на регистрации стоячих волн во флюидонасыщенной среде. К сожалению, особенности процессов возникновения и распространения стоячих волн в пластах-коллекторах нефти, газа, воды недостаточно изучены.

Поэтому, оценка разрешающей способности технологии ФРС выполнена на основе эксперимента на известном газовом месторождении.

Зарегистрированы устойчивые сигналы (низкочастотные 0,5–1,5 Гц аномалии спектральной плотности вынужденных собственных колебаний НГЗ) в районе скважины с 20-метровыми газонасыщенными коллекторами (рис. 1). По мере уменьшения толщины газонасыщенного коллектора, амплитуда низкочастотных (газовых) аномалий спектров заметно снижается. Однако даже в районе скважины с доказанной газоносностью 2–3-метрового коллектора низкочастотный «сигнал» в спектрах зафиксирован. Отсюда следует, что разрешающая способность технологии ФРС для прогнозирования газонасыщенных объектов около 2–3 м для глубин порядка 3–4 км. Что касается нефтенасыщенных коллекторов, то в связи с высокой вязкостью нефти по сравнению с газом, устойчивое разрешение нефтенасыщенных объектов технологией ФРС оценивается в 2 раза хуже и составляет 5–6 м.

Если рассматривать технологию ФРС как аналог волнового процесса сейсморазведки МОВ-ОГТ, то разрешающие возможности технологии ФРС весьма скромны

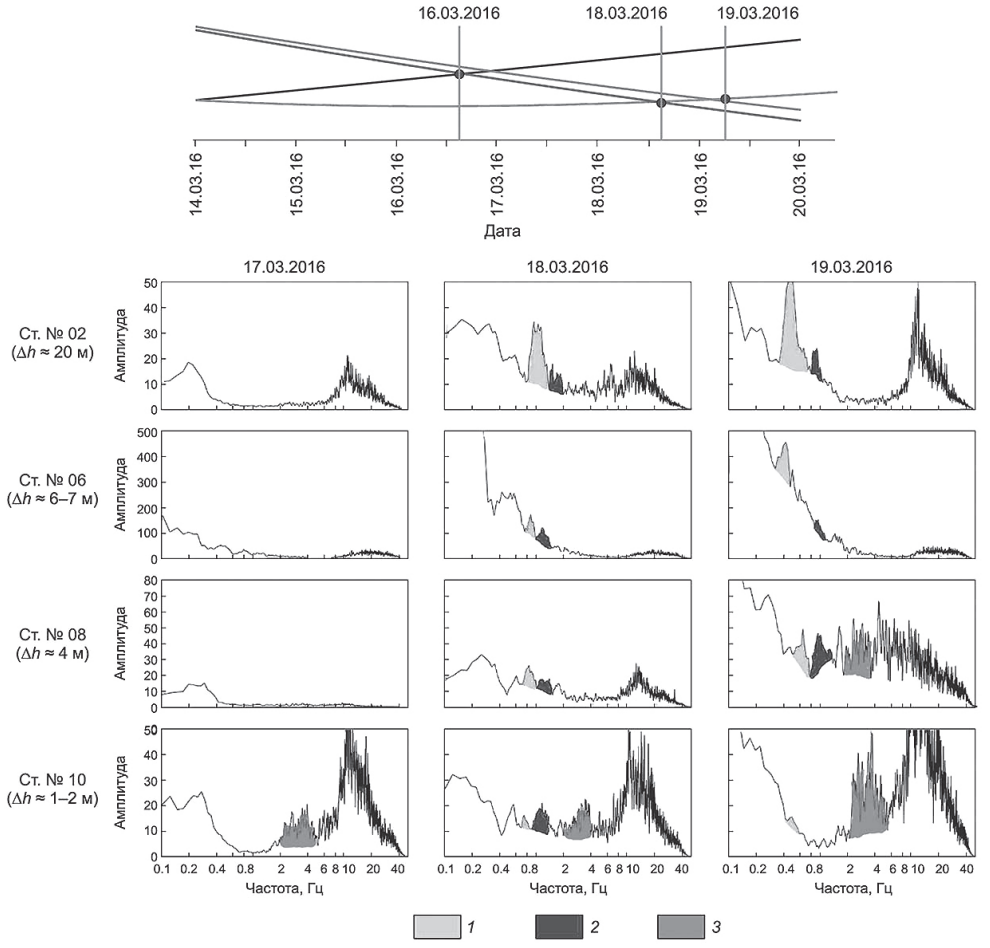


Рис. 1. Реакция газового пласта месторождения в Иркутской области мощностью от 1 до 20 м на резонансы гравитационных приливов (спектры сейсмических шумов в безрезонансные и резонансные дни): 1 – газ, 2 – нефть, 3 – вода

≈300–500 м. Это следует из низкочастотной (0,2–5,0 Гц) природы собственных колебаний НГЗ (при той же скорости вмещающих пород ≈5000 м/с). Однако экспериментальные данные демонстрируют сопоставимые с высокочастотной (до 100 Гц) сейсморазведкой МОВ-ОГТ разрешающую способность технологии ФРС.

На первый взгляд – парадоксальный результат: на существенно более низких частотах (0,2–5,0 Гц) технология ФРС по разрешающей способности сопоставима с сейсморазведкой МОВ-ОГТ на частотах 50–100 Гц. Однако «парадокса» нет, так как нельзя сопоставлять типичный волновой процесс сейсморазведки МОВ-ОГТ с энергетическим резонансом во флюидонасыщенном объекте внутри геологической среды. В первом случае энергия рассеивается, отражается, преломляется на границах раздела внутри среды и тонкий (1,0–5,0 м) нефтегазонасыщенный коллектор при наличии неоднородной ВЧР не может быть надежно выявлен даже на частотах 100 Гц. Во флюидонасыщенном пласте даже небольшой мощности (1–5 м) при значительной его протяженности (сотни метров) под воздействием энергии гравитационных приливов возникают вынужденные колебания, то есть часть энергии резонансов приливов по закону сохранения энергии переходит в энергию колебаний флюидонасыщенного объекта, имеющего значительный объем. Чем больше объем НГЗ, тем больше энергии будет «закачено» во флюидонасыщенный объект. В результате, вынужденные колебания НГЗ будут зарегистрированы на поверхности с помощью высокочувствительных низкочастотных (0,1–10,0 Гц) сейсмоприемников-велосиметров. Так как даже тонкие пласты – коллектора нефти, газа имеют значительные пространственные размеры (от 300–500 м до нескольких км), то энергетический потенциал вынужденных колебаний НГЗ с тонкими коллекторами позволяет технологии ФРС выявлять их. При этом, НГЗ можно рассматривать как излучающую акустическую антенну, вынужденные колебания которой, под влиянием энергии гравитационных приливов, излучаются в геологическое пространство. В связи с большой длиной акустической волны (1,0–5,0 км) неоднородности (мешающие распространению волн при сейсморазведке МОВ-ОГТ) практически не влияют на передачу акустической энергии низкочастотных (0,1–5,0 Гц) вынужденных колебаний НГЗ и устойчиво регистрируются на поверхности Земли.

Пока не выполнены количественные оценки величин энергии, которую аккумулирует и затем излучают флюидные нефтегазовые объекты различной мощности и размеров (объемов). Однако это обстоятельство не является принципиальным препятствием для внедрения технологии ФРС в практику геофизических нефтегазовых работ. Для этого целесообразно эталонировать технологию ФРС на известных нефтегазовых объектах.

В настоящее время в ИВТ СО РАН начаты исследования по моделированию реакции флюидных систем на резонансы гравитационных приливов на основе аналогии с акустическими антеннами, что позволит устранить имеющиеся недостатки технологии ФРС, в том числе отсутствие надежных критериев привязки низкочастотных аномалий спектров к геологическому разрезу, а также автоматизировать процесс обработки данных, включая количественную оценку надежности зарегистрированных в результате работ ФРС аномалий спектров.

Заключение

Технология ФРС для прямого прогноза залежей углеводородов применима в различных горно-геологических и климатических условиях – от тундры до горно-

таежной местности в летнее и зимнее время. Она отличается технологической простотой: низкочастотные сейсмоприемники-велосиметры (0,1–10 Гц) устанавливаются на исследуемой площади на срок от 3 до 5 сут с густотой, соответствующей детальности решаемой задачи (обычно на площади 200 квадратных километров достаточно установить 100 приборов, что позволит контролировать изменчивость коллектора и флюидонасыщение с детальностью ±1 км). Время резонансов 14-ти дневных приливов предварительно рассчитывается.

Для повышения надёжности регистрации стоячих волн в НГЗ и повышения производительности в стадии разработки находится регистрирующий полевой модуль, содержащий сейсмоприемник типа СМЕ, цифровой регистратор с блоком GPS для привязки координат и аккумулятором с ёмкостью, обеспечивающей регистрацию в течение 4–6 сут. Целесообразно также использовать аппаратуру ЕИЭМПЗ для контроля времени возникновения резонансов и газоанализаторы углеводородных газов (метан, пропан) для подтверждения природы низкочастотных аномалий спектров колебаний НГЗ.

Литература

Гурвич И.И., Боганник Г.Н. Сейсморазведка. Тверь: АИС. 2006. – 744 с.

УДК 550.34.016

ПРОГРАММА ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ НА ПРУЖИННО-БЛОЧНЫХ УСТАНОВКАХ (СЛАЙДЕРАХ)

В.Ю. Рикман

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва

В работе описана программа для автоматической обработки данных экспериментов на пружинно-блочных установках. Приведены методика определения начала и конца слипа, блок схема программы и образец выходной таблицы.

Введение

Для моделирования процессов, происходящих в земной коре (накопление и сброс сдвиговых напряжений в геологических разломах земной коры) широко используются пружинно-блочные установки (слайдеры) [Kocharyan and Novikov, 2016]. Эксперименты на слайдерах могут протекать более суток, при этом записывается большой массив измеренной информации, который обрабатывать вручную, достаточно сложно. Поэтому была разработана специальная программа для автоматической обработки данных экспериментов на пружинно-блочных установках.

Алгоритм программы

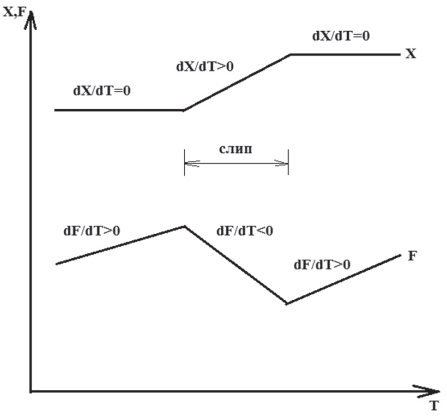


Рис. 1. Графики изменения производных при слипе

Основная трудность при разработке такой программы являлось ограничение на размер массивов, существующее в языках программирования. Для решения этой проблемы ввод и обработка данных в программе осуществлялась последовательно по блокам, а полученные результаты последовательно выводились в выходной файл. При этом методе, используемые в программе массивы, имели разумный размер равный 1000.

Слип характеризуется изменением производных приложенной силы и перемещения образца (рис. 1). В программе начало слипа определялось при одновременном выполнении условий:

$$\mathrm{Abc}(dX) > GT,\ dX/dT > 0 \text{ и } dF/dT < 0.$$

Конец слипа определялся при одновременном выполнении условий:

$$\mathrm{Abc}(dX) < LT,\ dX/dT \le 0 \text{ и } dF/dT > 0,$$

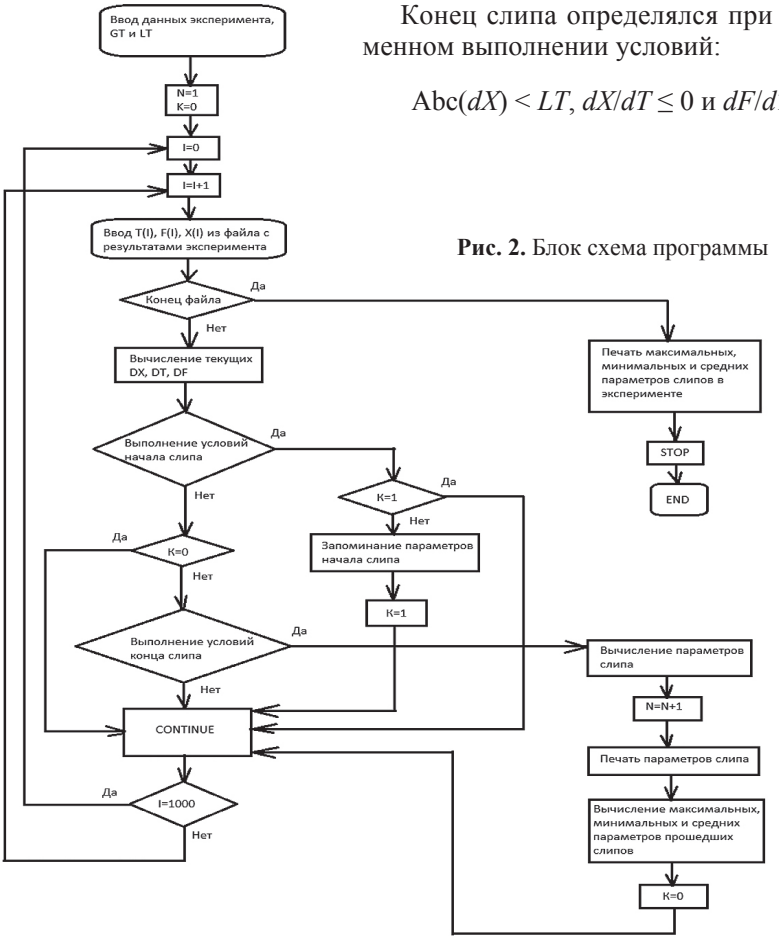


Рис. 2. Блок схема программы

OBR32 Program for the experimental result processing, ver. 2.2
Copyright (c) Rickman V, 2011
Date of experiment 14. 3.2011
Resolution 1/ 1000
Calibration coefficient for the displacement sensor =37.23500 mm/V
Calibration coefficient for the force sensor = 2.00000 kg/V
Filter parameters GT= .01000 LT= .00200

I slip No I	T,s	I DX,mm	I DF,kg	I DDF	I DT,s
I 1 I	5548.400000	I 18.664050	I 1.191240	I .150291	I .700195 I
I 2 I	5964.200000	I 1.023968	I .081260	I .010990	I .299805 I
I 3 I	6103.300000	I 11.240500	I .771240	I .102083	I .500000 I
I 4 I	6495.600000	I 11.147050	I .671240	I .090662	I 1.100098 I
I 5 I	7036.500000	I 21.968280	I 1.251240	I .165017	I .899902 I
I 6 I	7757.400000	I 29.159480	I 1.476240	I .200134	I 1.000000 I
I 7 I	8740.500000	I 36.909190	I 1.732520	I .241340	I .799805 I
I 8 I	10104.800000	I 51.221210	I 2.272500	I .318780	I .700195 I
I 9 I	11464.000000	I .512339	I .032500	I .005062	I .200195 I
I 10 I	12097.700000	I 71.328500	I 3.013760	I .422095	I .799805 I
I 11 I	13743.100000	I 2.420259	I .127500	I .021451	I .300781 I
I 12 I	14189.900000	I 68.210040	I 2.861260	I .453538	I .699219 I
I 13 I	16983.000000	I 57.039570	I 2.368740	I .362886	I .800781 I
I 14 I	19596.700000	I 67.069560	I 2.805020	I .402225	I 1.000000 I

Slips number 14

I	DX,mm	I DF,kg	I DDF	I DT,s
I MAX I	71.328500	I 3.013760	I .453538	I 1.100098 I
I MIN I	.512339	I .032500	I .005062	I .200195 I
I AVERAGE I	31.993860	I 1.475447	I .210468	I .700056 I

Где: T-время начало сдвига, DX-величина сдвига, DF-величина изменения силы за время сдвига, DDF – степень падения силы при слипе, DT-время сдвига, MAX,MIN и AVERAGE – максимальные, минимальные и средние значения в эксперименте.

Рис. 3. Выходная таблица

где X – перемещение образца, F – сила, приложенная к образцу, T – время, GT и LT – параметры фильтрации.

Параметры фильтрации задаются, чтобы исключить дребезг датчиков. Они подбираются опытным путем и могут зависеть от степени предварительного разряжения измеренных данных, параметров датчиков, условий проведения эксперимента. Блок схема программы приведена на рис. 2. Программа реализована на языке Fortran.

В результате работы программы выявляются все слипы происшедшие во время эксперимента. В выходной файл для каждого слипа выводится время начала слипа, расстояние перемещения во время слипа, величина изменения силы за время слипа, степень падения силы при слипе и продолжительность слипа. Кроме этого выводится общее количество слипов, а также максимальные, минимальные и средние значения вышеуказанных параметров слипов в эксперименте.

После окончания работы программы в выходном файле формируется следующая таблица событий (рис. 3).

Заключение

Разработана программа для автоматической обработки данных экспериментов на пружинно-блочных установках (слайдерах), которая реализована на языке Fortran.

Литература

Kocharyan G.G., Novikov V.A. Experimental Study of Different Modes of Block Sliding along Interface. Part 1. Laboratory Experiments // Phys. Mesomech. 2016. V. 19, 2, P. 189–199.

Научное издание

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Материалы IV Всероссийской конференции
с международным участием
(г. Москва, 6–9 июня 2017 г.)

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

Компьютерная верстка *М.В. Старшовой*

Подписано к печати 00.00.2017
Формат $70\times100^{1}/_{16}$. Бумага офсетная
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч. изд. л. 00
Тираж 000 экз.
Тип. зак. №

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
email: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО «Альянс “Югполиграфиздат”», ООО ИПК «Панорама»
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6