

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**Современная геодинамика Центральной Азии
и опасные природные процессы:
результаты исследований на количественной основе**

Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы
(23–29 сентября 2012 г.)

Том 2

Иркутск
2012

УДК 551.24+550.34+551.24.03
ББК Д38я431+Д217.4я431+Д9(54)3я431
С56

Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.). – В 2-х т. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. 211 с.

В сборнике представлены материалы Всероссийского совещания с одноименным названием и молодежной школы по современной геодинамике, проведенных Институтом земной коры СО РАН при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в г. Иркутске в период с 23 по 29 сентября 2012 г.

В публикуемых статьях анализируется современное состояние исследований по современной геодинамике Центральной Азии и окружающих территорий. Освещены результаты изучения напряженно-деформированного состояния земной коры, современных движений, источников внутриконтинентального тектогенеза, сейсмичности как показателя современного разломообразования, активных разломов, периодичности проявления опасных процессов, воздействия солнечной активности на геосферы. Прикладные аспекты проблемы представлены работами по оценке опасности экзогенных процессов в активных областях, сейсмическому районированию и сейсмостойкому строительству.

Книга будет полезна тектонистам, сейсмологам, специалистам в области инженерной геологии, работникам служб ГО и МЧС, а также аспирантам, проводящим исследования в области современной геодинамики и сейсмологии, и студентам старших курсов вузов геологических специальностей.

Редколлегия

К.Г. Леви (отв. ред.), В.А. Саньков (зам. отв. ред.), С.И. Шерман,
О.Ф. Лухнева, Н.Г. Балукова, А.А. Добрынина

Проведение Совещания и молодежной школы и издание материалов осуществляются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 12-05-06068-г, 12-05-06815-моб_г) и Института земной коры СО РАН.

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 8 от 01.06.2012 г.)

ISBN 978-5-902754-72-5 (т. 2)
ISBN 978-5-902754-70-1

© ИЗК СО РАН, 2012

СОДЕРЖАНИЕ

От редакторов.....	7
--------------------	---

**СЕЙСМИЧНОСТЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ
СОВРЕМЕННОГО РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ**

<i>Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г.</i> Геодинамический режим обрамления Евроазиатской литосферной плиты.....	8
<i>Брыжак Е.В., Усынин Л.А.</i> Сравнительный анализ результатов расчетных методов сейсмического микрорайонирования.....	10
<i>Гайдай Н.К., Калинина Л.Ю.</i> Распределение землетрясений в земной коре Малтано-Ольской вулканической структуры (Магаданская область).....	13
<i>Герман В.И.</i> Изучение связи аномалий структуры сейсмичности с тектоническим строением территории на примере полуострова Камчатка.....	16
<i>Герман В.И.</i> Пространственно-временные связи между ближайшими землетрясениями и прогноз сильных толчков.....	19
<i>Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А.</i> Особенности развития сейсмических активизаций в районе среднего Байкала в 2008–2011 гг.....	22
<i>Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В., Альбарик Ж., Дешамп А., Перро Ж., Фердинанд Р.В., Девершер Ж.</i> Затухание сейсмических волн в литосфере зон континентального рифтогенеза.....	25
<i>Дядьков П.Г.</i> Эффект стабилизации напряженного состояния в области подготовки сильного землетрясения.....	26
<i>Дядьков П.Г., Ибатуллина А.А., Кулешов Д.А., Кесельман С.И., Козлова М.П., Левичева А.В., Романенко Ю.М.</i> Тектономагнитные аномалии, сопровождающие Култукское землетрясение 27.08.2008 г., $M=6.3$	27
<i>Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Смекалин О.П.</i> Закономерности сеймотектонической деструкции сейсмического пояса Черского (СПЧ).....	28
<i>Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.</i> Сеймотектонические особенности на границе Евразийской и Североамериканской литосферных плит в зоне перехода океан – континент на севере Якутии.....	31
<i>Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.</i> Неопределенности в оценке параметров графиков повторяемости землетрясений Байкальского региона.....	33
<i>Ключевский А.В., Зуев Ф.Л.</i> Оценки фрактальной структуры поля эпицентров землетрясений Байкальского региона.....	36
<i>Копылов М.И., Пустовойтова И.В.</i> Сейсмичность Дальневосточного региона как отражение разломообразования.....	39
<i>Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.А.</i> Косейсмические эффекты в природной среде: новый подход к организации данных для их анализа и визуализации.....	42
<i>Михеева А.В., Дядьков П.Г.</i> Анализ параметров сейсмического режима с помощью геоинформационной системы EEDB.....	44
<i>Молчанов А.Е.</i> Сейсмичность и разломообразование как основные стороны процесса разрушения разломных зон.....	46
<i>Немирович-Данченко М.М.</i> Разрушение сдвигом и отрывом в некоторых задачах геодинамики.....	50
<i>Никонов А.А.</i> Дополнительные сведения о землетрясениях XVII–XVIII вв. в регионе «Прибайкалье».....	52
<i>Никонов А.А., Медведева Н.С., Шварев С.В., Флейфель Л.Д.</i> Сильные землетрясения в Республике Тыва: столетний процесс и события 2011–2012 гг. в геодинамическом аспекте.....	55

<i>Новопашина А.В.</i> Скорости медленных миграций сейсмической активности зон сдвига на примере разлома Сан-Андреас.....	58
<i>Папкова А.А.</i> Оценка параметров сильных колебаний с помощью моделирования акселерограмм землетрясений Северного Прибайкалья.....	61
<i>Полец А.Ю., Добрынина А.А.</i> О соотношении неотектонической структуры и активных разрывов на уровне очагового слоя на примере Курило-Камчатской зоны поддвига и Байкальской рифтовой системы.....	64
<i>Пономарева Е.И.</i> Изучение причин и механизмов возникновения ледовых ударов в байкальском льду для физического моделирования сеймотектонических явлений....	66
<i>Родина С.Н.</i> Сравнение долговременного сейсмического режима Горного и Монгольского Алтая с использованием результатов палеосейсмогеологических исследований.....	69
<i>Ружич В.В., Левина Е.А.</i> Сейсмомиграционные процессы как отражение внутренней динамики в зонах внутриплитных и межплитных разломов.....	71
<i>Сафонов Д.А., Радзиминович Я.Б., Коваленко Н.С.</i> Землетрясение 14 октября 2011 года в Верхнем Приамурье.....	74
<i>Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Базаров А.Д., Татьков И.Г.</i> Перспективы развития системы сейсмомониторинга очаговых зон Бурятии.....	77
<i>Ташлыкова Т.А.</i> Индуцированная сейсмичность Усть-Илимского водохранилища: общий обзор.....	78
<i>Трофименко С.В., Пушкаревский Ю.С.</i> Автоматизированный комплекс информационно-экспертных оценок для отображения динамики активных разломов Олекмо-Становой сейсмической зоны.....	81
<i>Тубанов Ц.А., Суворов В.Д., Татьков Г.И.</i> Скоростные неоднородности сейсмоактивного слоя земной коры Байкальского рифта.....	84
<i>Хамидов Л.А., Джумабаев И.М., Артиков Ф.Р., Адилев К.А.</i> Особенности проявления сейсмичности и геодинамики в зонах деформационного влияния водохранилищ Южного Тянь-Шаня.....	86
<i>Хамидов Х.Л.</i> Выявление морфокинетических показателей современной геодинамики Западного Тянь-Шаня.....	88
<i>Шерман С.И.</i> Деструктивные зоны литосферы Центральной Азии и их активизация на современном геодинамическом этапе.....	91

**ОПАСНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНАХ
СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

<i>Алексеев В.Р.</i> Геодинамическая активность наледных участков речных долин.....	94
<i>Боброва Д.А.</i> Лавинная опасность равнинных территорий о. Сахалин.....	97
<i>Казакова Е.Н.</i> Гравитационные склоновые процессы на морских террасах Сахалина..	100
<i>Кузьмин Ю.О., Никонов А.И., Шаповалова Е.С.</i> Развитие опасных экзогенных процессов при изменении структуры ландшафтов под воздействием геодинамических факторов.....	102
<i>Лапердин В.К., Качура Р.А., Тимофеев Н.В.</i> Опасные геологические процессы и состояние защиты в Юго-Западном Прибайкалье.....	104
<i>Лобкина В.А., Казакова Е.Н., Жируев С.П.</i> Оценка оползневой опасности и методика выделения опасных зон на территории населенных пунктов (Сахалинская область)...	107
<i>Мазаева О.А., Рыбченко А.А., Козырева Е.А.</i> Опасные геологические процессы Улан-Баторского бассейна: инженерно-геологическая оценка эрозии временных водотоков.....	110
<i>Пеллинен В.А.</i> Опасные инженерно-геологические процессы береговой зоны о. Ольхон.....	113

<i>Платонова С.Г., Скрипко В.В.</i> Сейсмогенные формы рельефа долины р. Джазатор....	115
<i>Рыбальченко С.В.</i> Селевая опасность населенных пунктов Сахалинской области.....	118
<i>Хоситашвили Г.Р.</i> Экзогенные геологические процессы и сейсмичность.....	121

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ КАК ОСНОВА ДЛЯ ИХ ПРОГНОЗА. ПРЕВЕНТИВНЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ ПО СНИЖЕНИЮ РИСКА ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ

<i>Авагимов А.А., Зейгарник В.А.</i> Количественные оценки взаимосвязи составляющих энергообмена в неоднородных средах при внешнем энергетическом воздействии.....	124
<i>Балханов В.К., Башкуев Ю.Б., Жатнуев Н.С.</i> Течение магмы в процессе большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка).....	127
<i>Балханов В.К., Башкуев Ю.Б., Лухнева О.Ф.</i> Детектирование электромагнитного предвестника землетрясений.....	129
<i>Баталева Е.А., Баталев В.Ю.</i> Оценка напряженно-деформированного состояния литосферы по данным электромагнитного мониторинга.....	132
<i>Бержинская Л.П., Бержинский Ю.А.</i> Сейсмический риск школьного фонда г. Ангарска Иркутской области с учетом изменений карт Общего сейсмического районирования.....	134
<i>Бержинский Ю.А., Бержинская Л.П., Иванькина Л.И., Киселев Д.В., Ордынская А.П., Усатый Р.Н., Черных Е.Н., Чигринская Л.С., Шагун А.Н., Шпынев М.Г., Щербин С.А.</i> Контрольные испытания системы сейсмоизоляции в виде фундаментов типа КФ под 9-этажный жилой дом в г. Усолъе-Сибирском.....	137
<i>Воронин В.И., Ставников Д.Ю., Ружников Г.М.</i> Хронология крупных лесных пожаров Южного Прибайкалья за последние 400 лет.....	140
<i>Воронцова Е.В.</i> Вариации полного вектора геомагнитного поля T и полного электронного содержания (ПЭС) ионосферы, связанные с сильными землетрясениями.....	143
<i>Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Дреннов А.Ф.</i> Методика формирования исходного сигнала для территории г. Иркутска с целью районирования его сейсмической опасности.....	146
<i>Копылова Г.Н., Болдина С.В.</i> Оценка деформации водовмещающих пород при активизации современных геодинамических процессов (по данным уровневых наблюдений на скважинах Камчатки).....	148
<i>Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В., Воронин В.И., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М.</i> Гелиогеодинамика. Природные аспекты глобальных минимумов солнечной активности.....	152
<i>Мороз Ю.Ф., Татьков Г.И., Мороз Т.А., Тубанов Ц.А., Предеин П.А.</i> Аномальные изменения геомагнитного поля и электропроводности литосферы в Байкальской рифтовой зоне.....	157
<i>Мухаммадеева В.А.</i> О связи вариаций кажущегося удельного электрического сопротивления с деформационными процессами, протекающими в земной коре.....	159
<i>Никонов А.А., Родкин М.В., Шварев С.В.</i> Оценка пиковых значений массовых скоростей в очаговых зонах по сейсмогенным смещениям блоковых отдельностей и нарушениям в кристаллических породах.....	163
<i>Ордынская А.П., Бержинский Ю.А.</i> Сравнительный анализ сейсмической нагрузки согласно Актуализированной редакции норм проектирования и строительства в сейсмических районах России.....	164
<i>Перевалова Н.П., Воейков С.В., Астафьева Э.И., Жупитяева А.С., Саньков В.А., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г.</i> Сравнительный анализ поведения ионосферы во время землетрясений близкой интенсивности в Байкальском регионе и Японии.....	167
<i>Перевалова Н.П., Саньков В.А.</i> Эффекты литосферно-ионосферных взаимодействий..	170

<i>Ружич В.В., Черных Е.Н., Левина Е.А.</i> О разработке способов снижения опасности от горных ударов и землетрясений.....	173
<i>Саландаева О.И., Иванькина Л.И., Бержинский Ю.А., Бержинская Л.П., Черных Е.Н., Шагун А.Н.</i> Проблемы реконструкции крупного общественного здания с учетом изменения карт Общего сейсмического районирования.....	176
<i>Семенов Р.М., Смекалин О.П., Лопатин М.Н.</i> Модели подготовки очагов землетрясений и их предвестники в Прибайкалье.....	179
<i>Серебренников С.П., Джурик В.И., Усынин Л.А., Ескин А.Ю.</i> Опыт инженерно-сейсмологической оценки сейсмической опасности проектируемых объектов транспортной инфраструктуры.....	182
<i>Сушкин Л.Б.</i> Новая крупная позднемезозойская Хабаровская астроблема «Дерсу».....	184
<i>Татьков И.Г., Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Предеин П.А.</i> Геомагнитный и магнитотеллурический мониторинг озера Байкал.....	188
<i>Трофименко С.В.</i> Годичная динамика движения GPS-пункта «НЕРЮНГРИ».....	189
<i>Трофименко С.В., Гриб Н.Н.</i> Импульсные электромагнитные источники как отражение процессов современного разломообразования.....	192
<i>Черных Е.Н., Добрынина А.А.</i> Вариации уровня микросейсм перед сильными землетрясениями Байкальской рифтовой системы.....	196
<i>Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.</i> Оценка влияния тектонических структур на состояние окружающей среды.....	198
<i>Язев С.А.</i> Сибирские суперболиды XXI века.....	201
<i>Ясюкевич Ю.В., Первалова Н.П., Воейков С.В., Ишин А.Б., Воейкова Е.С., Саньков В.А.</i> Землетрясение в Японии 11 марта 2011 г. как источник ионосферных возмущений.....	204
<i>Авторский указатель</i>	209

От редакторов

В предлагаемых читателям двух томах книги «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» публикуются материалы Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран и Всероссийской молодежной школы, посвященных обсуждению обширного круга вопросов по современной геодинамике и геоэкологии Центральной Азии и прилегающих территорий. Современная геодинамика, как активно развивающаяся область геологических знаний, обладает богатым спектром направлений исследований, большим набором методов исследований, главным образом инструментальных, что позволяет получать результаты, базирующиеся на количественных данных. Это соответствует главному мировому тренду развития наук о Земле. Исследуемый сектор Азии в публикуемых материалах характеризуется как область с высокими скоростями современных тектонических деформаций, повышенной сейсмичностью и активными экзогенными процессами. Высокая геодинамическая активность определяет проявление на исследуемой территории негативных с точки зрения обитания человека геологических процессов, уровень опасности которых повышается по мере усиления техногенного воздействия на геологическую среду. Исследование различных аспектов современной геодинамики и связанных с ней геологических процессов имеет важнейшее значение для планирования мероприятий по снижению риска природных катастроф.

Материалы, помещенные в книгу, затрагивают шесть основных тематик:

1. Основные геодинамические факторы, определяющие опасные природные процессы.
2. Количественные оценки позднекайнозойских и современных движений территории Центральной Азии и источники современной геодинамической активности.
3. Деструктивные зоны литосферы Центральной Азии: разломное строение, напряженное состояние, унаследованность развития на современном этапе.
4. Сейсмичность как отражение современного разломообразования.
5. Опасные экзогенные процессы в зонах современной геодинамической активности литосферы Центральной Азии.
6. Закономерности временных вариаций природных процессов как основа для их прогноза. Превентивные мероприятия по снижению риска природных катастроф.

Базовым во всех работах является количественный подход к исследованию процессов и явлений, обеспечивающий возможность их сопоставления и моделирования.

Как доклады во время проведения заседаний, так и публикации материалов Совещания и молодежной школы не разделялись по «возрастному» принципу, поскольку мы убеждены, что наука не может быть молодой или старой – она может быть либо хорошей, либо плохой. Формально лекции ведущих ученых для молодежи в книге выделены изображением символа образования – магистерской шапочки, а статьи молодых авторов – эмблемой молодежной школы. Редколлегия выражает уверенность в том, что публикация материалов совещания будет способствовать координации исследований по современной геодинамике, проводимых в научных учреждениях Российской Федерации и ряде зарубежных научных центров, интеграции молодых ученых, специализирующихся в указанной области в передовые направления научного процесса, а также профессиональной ориентации студентов вузов.

Работа по организации и проведению Совещания и молодежной школы выполнялась в соответствии с проектом СО РАН VII.64.1.3. Исследования, результаты которых публикуются, частично финансируются в рамках Программы Президиума РАН 4.1, Программы ОНЗ РАН 7.7, Междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 11, 77, ГК 14.790.11.0411 и др. Организация Совещания и Школы, а также издание материалов поддержаны РФФИ (гранты № 12-05-06068-г, 12-05-06815-моб_г).

IV. СЕЙСМИЧНОСТЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ

Т.Я. Беленович, Ю.Г. Кутинов

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

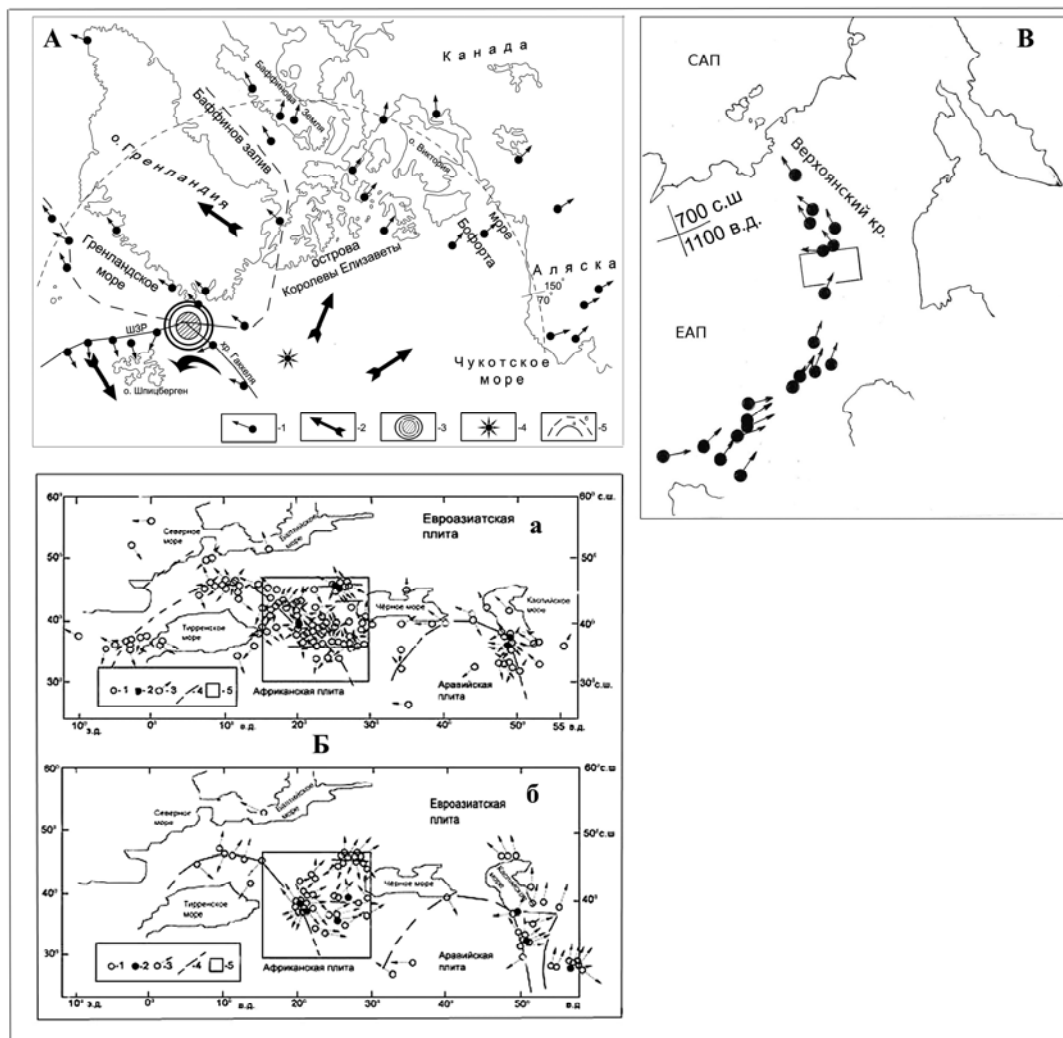
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОБРАМЛЕНИЯ ЕВРОАЗИАТСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

Цель исследований – комплексный анализ геодинамического режима земной коры севера, юга и востока Евразии. В работе использовалась авторская разработка расчета векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений [1] совместно с методами тензорного анализа механики трещиноватых сред. Ранее нами геодинамический режим плиты рассматривался на трех взаимоувязанных уровнях: глобальном, региональном и локальном и была предложена геодинамическая модель севера Евразии [2]. Результаты изложены в работах [2, 3]. Здесь лишь отметим, что полученные данные говорят о сложном взаимодействии геодинамических процессов различных рангов, формирующих нелинейную структуру напряженно-деформируемого состояния земной коры, где действие блоков реализуется в условиях стесненных вращательных движений (рисунок, А).

Особый интерес представляет также изучение геодинамического режима юго-западной части Евразии, где по геологическим и сейсмологическим данным между Евроазиатской, Аравийской и Африканской плитами отмечены протяженные пояса повышенной современной тектонической активности и деформаций [4, 5], названные в [6] транзитными зонами. В пределах этих зон выделяются блоки различных размеров, ограниченные сейсмоактивными разломами и характеризующиеся современной разнонаправленной подвижностью. Объектом исследований являлась территория с координатами: $\gamma=0-55^\circ$ в.д. и $\lambda=30-50^\circ$ с.ш. [7]. В ее пределах были построены и проанализированы схемы направлений векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений с магнитудой $M \geq 4.0$ за периоды: 1980–1983 (рисунок, Б, а) и 1990–1993 гг. (рисунок, Б, б), и выявлены зоны разнонаправленных смещений векторов, границы которых фрагментарно совпадают с границами сейсмоактивных и транзитных зон. Исследования показали, что даже в пределах единых блоков выделяются более мелкие участки разнонаправленности векторов, что говорит о повышенной дискретности блоков. Наиболее хаотичная картина разнонаправленности векторов отмечается в пределах [6] $\gamma=15-30^\circ$ в.д. и $\lambda=30-47^\circ$ с.ш. Здесь располагаются Апулийский, Динарский, Эгейский, Радопо-Синопский, Мендерес блоки. Эта зона является стыком северных границ Аравийской и Африканской литосферных плит и южной границы Евроазиатской плиты. Здесь же отмечена повышенная сейсмичность и разнонаправленность векторов по данным сети GPS. Анализ схем за период 1990–1993 гг. (рисунок, Б, б) показал, что разнонаправленность векторов в принципе не меняется, что говорит об устойчивости во времени смены поля напряженно-деформируемого состояния земной коры и стабильности ее геодинамического режима.

В результате изучения изменения направления векторов в проекции на вертикальную плоскость и верхнюю полусферу стереографической проекции с глубиной $h=0-5$ км, $5-10$ км и $h=16-30$ км до 50 км отмечена разнонаправленность векторов смещения в очагах землетрясений. Участки с нестабильным геодинамическим режимом четко прослеживаются от поверхности практически до 30 км, пронизывая всю земную кору. Т.е. наблюдается высокая современная геодинамическая активность транзитных зон между Евроазиатской, Аравийской и Африканской плитами, служащими участками передачи и релаксации возникающих на границах этих структур кинематических

напряжений. Скорее всего, вещество литосферы в пределах этих зон находится на отдельных стратификационных уровнях в особом квазипластичном состоянии.



Геодинамический режим Евразийской литосферной плиты:

А – схема направления векторов скольжения горных масс в очагах сильных землетрясений в пределах северной границы плиты [2]: 1 – направления векторов; 2 – генерализованное направление векторов; 3 – тройное сочленение межплитных границ (полос Эйлера); 4 – Северный полюс; 5 – северная граница Евразийской плиты (а); вероятная граница Гренландской плиты (б).

Б – схема направления векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений Западной Евразии [5]: *а* – за 1983 г.; *б* – за 1990 г.: 1 – эпицентры землетрясений с $M \geq 4,5$; 2 – с $M=6,0$; 3 – направления векторов скольжения; 4 – границы, разделяющие участки разнонаправленных векторов; 5 – участок хаотичного направления векторов. *В* – схема направления векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений востока Евразии с магнитудой $M \geq 4,3-5,0$ за период 1964–1991 гг.

Восток Евразии представляет собой тройное сочленение Верхоянского хребта с Алданским нагорьем и хребтом Сунтар-Хаята. Из схемы направления векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений с магнитудой $M=4,3-5,0$ за период 1964–1991 гг. видно резкое изменение направления векторов с юго-восточного (широтного) на северо-восточное (меридиональное) в пределах Верхоянского хребта (зона тройного сочленения) (рисунок, *В*).

Данные о горизонтальных движениях вращения и деформации блоков, наряду с выделением в этих зонах значительных объемов сейсмической энергии, подчеркивают

сложность границ между главными литосферными плитами (сложноустроенные системы многоуровневого взаимодействия). Развитие геодинамических процессов тесно связано с фазовыми переходами вещества в недрах, провоцирующими движение масс и энергии в разных оболочках Земли.

Выводы:

1. геодинамический режим севера и юга Евразии резко различается. На севере Евразии тройным сочленением Евроазиатской, Северо-Американской и Гренландской литосферных плит является асейсмичный блок (или полюс Эйлера), а на юге Евразии тройным сочленением Евроазиатской, Аравийской и Африканской плит является тектонически активный и высокосейсмичный участок;
2. различие геодинамического режима севера и юга обусловлено тем, что на севере Евразии сочленение происходит в условиях растяжения хр. Гаккеля, а на юге – сжатия (надвигания) Аравийской и Африканской плит на Евроазиатскую;
3. геодинамический режим востока Евразии также отличается от обстановок на севере и юге плиты и обусловлен, вероятно, отсутствием непосредственного взаимодействия между глобальными литосферными плитами и вызван автономным вращением Евроазиатской литосферной плиты.

Литература

1. Беленович Т.Я. Современная геодинамика Тянь-Шаня по сейсмологическим данным: Автореф. дис... д-ра геол. –мин. наук. М.: МГУ, 1992. 39 с.
2. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Современная геодинамическая модель Севера Евразии // Геофизика XXI столетия: 2006 год: Сборн. трудов геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М., 2007. С. 119–124.
3. Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г. Современная геодинамика Западной Евразии по сейсмологическим данным // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 73–78.
4. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Гюпкин Ю.С. Блоковые структуры и кинематика Западной Евразии по данным GPS // Геотектоника. 2007. № 1. С. 30–42.
5. Трифионов В.Д., Певнев А.К. Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М., 2001. С. 374–401.
6. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Транзитные зоны в современной блоковой структуре Евразии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Материалы XXXVIII Тектонич. совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 130–132.
7. Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г. Особенности геодинамического режима земной коры севера и юга Евразии // Вестник Поморского государственного университета. Сер. «Естественные и точные науки». 2008. № 1(13). С. 54–58.



Е.В. Брыжак, Л.А. Усынин
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТНЫХ МЕТОДОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

Макросейсмическое обследование территорий, подвергшихся сильным и разрушительным землетрясениям, показывает, что реальный сейсмический эффект может не соответствовать прогнозу, полученному различными методами сейсмического микрорайонирования (СМР). Это объясняется в том числе и возникающими в грунтах нелинейными явлениями, так как теоретические исследования особенностей распространения упругопластических волн в мягких грунтах приводят к выводам о

необходимости учета неупругих параметров колебаний при определении возможного сейсмического эффекта [1].

При умеренном сейсмическом воздействии поведение грунтов не выходит за рамки основных положений теории упругости, согласно которым нормальные напряжения линейно зависят от деформаций. Но при интенсивных сейсмических воздействиях в грунтах возникают явления, которые не могут быть описаны с помощью линейной теории упругости. Вопрос о наличии нелинейной связи напряжений и деформаций имеет большое значение при проектировании зданий и сооружений в сейсмоактивных районах с интенсивностью возможных сотрясений более 7 баллов.

Следует отметить, что, хотя эмпирические способы СМР так или иначе учитывают нелинейные свойства грунтов, в некоторых пределах ответ на вопрос о поведении грунта и о проявлении этого эффекта на поверхности можно получить расчетными методами.

Основной недостаток расчетных методов, учитывающих нелинейные явления (например, таких, как NERA, EERA [3]) – ограничение типов рассматриваемых волн, механизма обмена и углов подхода сейсмического луча, поэтому в случае падения на горизонтально-слоистую грунтовую толщу из упругого полупространства волн различных типов (P, SV) при произвольных углах подхода применяется метод тонкослоистых сред (МТС), разработанный Л.И. Ратниковой [1].

В качестве иллюстрации приведем влияние различных параметров на резонансную частоту грунтовой толщи на примере восьми вероятностных сейсмических моделей, характеризующих естественное и прогнозируемое состояние грунтов для двух участков на территории Южной Якутии, исследованных ранее комплексом инструментальных и расчетных методов [2].

Для участка железнодорожной станции «Икабьекан» характерны делювиальные отложения, они представлены в основном супесями с щебнем. Пески, супеси, галечники с включениями льда являются основой водно-ледникового комплекса. Грунты многолетнемерзлые, с поверхности талые, в естественном состоянии представлены чередованием талых неводонасыщенных рыхлых (до 6–14 м) и твердомерзлых грунтов, которые залегают ниже слоя сезонного оттаивания. В прогнозируемом состоянии разрез сверху представляется талыми неводонасыщенными рыхлыми грунтами (от 2 до 12 м), ниже идут водонасыщенные грунты мощностью до 15–20 м, подстилаются они мерзлыми грунтами с постепенным переходом от слоя с температурой от 0 до –1 °С и далее до –2 °С. В восточной части разреза эти слои на незначительных расстояниях по разрезу залегают практически с поверхности, коренные породы со значениями акустических жесткостей, близких к эталонным, залегают с глубины 20–40 м. Разрез для естественного состояния грунтов представляется моделями 2, 3 и 4, а для прогнозируемого – моделями 6, 7 и 8 (табл. 1). В первом случае максимальные для горизонтальной компоненты ускорения меняются от 230 до 480 см/с², во втором – от 248 до 860 см/с². Резонансные частоты имеют максимальные значения для модели 4 (15.7 Гц) и минимальные – для модели 3 (5.8 Гц), а для моделей 6, 7 и 8 частоты закономерно снижаются от 14 до 6 Гц.

Основой инженерно-геологического разреза участка мостового перехода через р. Кунг-Юрях являются речные отложения, в состав которых входят пески, суглинки и галечниковый грунт. Грунты руслового участка насыщены водой. Делювиальные отложения представлены глыбовым материалом. Пески, супеси и галечниковый грунт с включением песка и валунов формируют образования водно-ледникового комплекса. На береговых участках коренные породы залегают практически с поверхности. Грунты многолетнемерзлые, на русловом участке – талик. Для этого участка прогнозируется частичное оттаивание грунтов в результате строительства, которое приводит к увеличению мощности водонасыщенных рыхлых грунтов (до 20 м) и простирацию их по оси мостового перехода. При этом смещаются по глубине и по створу линейного сооружения границы мерзлоты с различной отрицательной температурой. Разрез по оси мостового перехода для естественного состояния грунтов представляется моделями 1, 3, 4,

5 и 7, а для прогнозируемого – моделями 1, 3, 7 и 8 (табл. 1). Максимальные для горизонтальной компоненты ускорения меняются для обоих состояний в пределах от 208 до 860 см/с². Максимальные значения ускорений и минимальные резонансные частоты имеют условные участки.

Таблица 1. Параметры вероятностных сейсмических моделей

№ модели	Тип (состояние) грунта	h (м)	V _p (м/с)	V _s (м/с)	ρ (т/м ³)	ΔI (баллы)	A _{max} (см/с ²) NS	I (баллы) Резонансная частота f (Гц)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Коренные породы, модель эталона								
1	Коренные породы (мерзлые)	10 ∞	2700 3000	1450 1600	2.5 2,6	-1	208	8 >20
Естественное состояние грунтов								
2	Рыхлые талые до 10 м Ниже мерзлые с 20 м эталонные	2 8 10 10 ∞	600 800 2500 2700 3000	300 400 1300 1450 1600	1.8 1.9 2.1 2.5 2.6	0	434	9 10.4
3	Рыхлые талые до 20 м Ниже эталонные	2 8 10 10 ∞	600 800 900 2700 3000	300 400 450 1450 1600	1.8 1.9 2.0 2.5 2.6	0	480	9 5.8
4	Мерзлые рыхлые, (T<-2 °C) Коренные породы	10 20 10 ∞	2500 2600 2700 3000	1300 1360 1450 1600	2.0 2.1 2.5 2.6	-1	230	8 15.7
5	Рыхлые водонасыщенные мерзлые (-1 °C) коренные породы	14 20 10 ∞	1700 2600 2700 3000	520 1360 1450 1600	2.1 2.1 2.5 2.6	+1	820	10 9
Прогнозируемое состояние грунтов								
6	Рыхлые мерзлые (-1 °C) мерзлые (-2 °C) коренные породы	4 12 22 10 ∞	800 2500 2600 2700 3000	400 1300 1360 1450 1600	1.9 2.0 2.1 2.5 2.6	-1	248	8 14
7	Рыхлые водонасыщенные мерзлые (-1 °C) коренные породы	9 12 18 10 ∞	800 1700 2600 2700 3000	400 520 1360 1450 1600	1.9 2.1 2.1 2.5 2.6	0	510	9 7
8	Рыхлые водонасыщенные мерзлые (-1 °C) коренные породы	3 18 20 10 ∞	800 1700 2600 2700 3000	400 520 1360 1450 1600	1.9 2.1 2.1 2.5 2.6	+1	860	10 6

Для представленных сейсмогрунтовых моделей проведены расчеты по различным методам с учетом угла подхода, поглощения и нелинейных явлений. Результаты расчетов сведены в табл. 2.

Из рассмотренного примера видно, что для представленных моделей изменение угла подхода с 30° до 0° дает уменьшение резонансной частоты на значение от 0.26 до 5.0 Гц. Самое значительное изменение характерно для моделей 4 и 6. Влияние поглощения не

Таблица 2. Расчетные резонансные частоты

№ модели	МТС (угол подхода 30°)	МТС (угол подхода ≈0°)	МТС (угол подхода ≈0°, без учета поглощения)	NERA (без учета нелинейных явлений)	EERA (без учета нелинейных явлений)	NERA (с учетом нелинейных явлений)	EERA (с учетом нелинейных явлений)
1	>20	>20	>20	>20	>20	>20	>20
2	10.4	9.91	9.47	8.19	9.4	7.874	9
3	5.8	5.66	5.57	5.225	5.6	4.590	4.8
4	15.7	10.16	10.35	8.801	10.2	8.801	10.2
5	9	8.01	8.15	6.689	8.2	6.689	8.2
6	14	9.03	9.47	7.3	9.2–9.8	7.29	9.4
7	7	5.76	5.71	5.05	5.6	4.98	5.6
8	6	5.66	5.71	4.93	5.8	4.93	5.8

столь велико, а учет нелинейных явлений уменьшает расчетную резонансную частоту для рассмотренных моделей. Наибольшего совпадения по резонансным частотам удалось добиться по программам EERA и МТС, когда при расчетах не учитывается угол подхода, поглощение и нелинейные явления. Отличие результатов расчета по программе NERA заключается в ином физическом подходе, о чем упоминают и сами авторы [3].

Литература

1. Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1984. 240 с.
2. Джурик В.И. и др. Инженерно-сейсмологическое обеспечение безопасности строительства линейных сооружений в сейсмоактивных районах Южной Якутии с учетом деградации мерзлоты // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2011. Т. 4. № 1. С. 60–78.
3. Bardet J.P., Tobita T. NERA. A computer program for nonlinear earthquake site response analyses of layered Soil Deposits. Los Angeles: Univ. of Southern California. 2001. 44 p.

Н.К. Гайдай^{1,2}, Л.Ю. Калинина²

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

² Северо-Восточный государственный университет, Магадан, Россия

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ МАЛТАНО-ОЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Анализ связи распределения сейсмичности с глубинным строением территории, проводимый на количественной основе, является дополнительной возможностью для понимания механизма землетрясения, а также выяснения условий его возникновения. Количественные исследования в данной области в основном базируются на анализе результатов, полученных в ходе сейсмических наблюдений. Как известно, именно данные сейсмических исследований вызывают в настоящее время наибольшее доверие у специалистов-геологов. Но количество сейсмических профилей крайне ограничено. Например, на северо-востоке территории таких профилей всего два. Соответственно, проведение количественного анализа связи сейсмичности с глубинным строением возможно только для небольшой по площади территории, расположенной вдоль сейсмического профиля.

Расширить возможности проведения количественных исследований для неограниченных по площади территорий позволяют методы новой интерпретационной гравиметрии (НИГ). Эти методы дают возможность строить трехмерные плотностные модели земной коры, имея в распоряжении данные об аномалиях поля силы тяжести

(гравитационная съемка произведена практически для всей территории). В основе методов НИГ лежат представления о блоково-слоистом строении земной коры [1, 2].

В данной работе представлены результаты исследования распределения землетрясений в земной коре для Малтано-Ольской вулканической структуры и прилегающей территории.

Исследуемая площадь (6.1 тыс. км²) располагается во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, несогласно наложенной на мезозоида Яно-Колымской складчатой системы. В строении осадочного чехла Малтано-Ольской вулканической структуры участвуют позднеюрские-раннемеловые и меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, прорывающие их меловые интрузивные образования, а также покровы меловых эффузивов [3]. В гравитационном поле структура отчетливого выражения не находит.

Методами НИГ построена трехмерная плотностная модель земной коры территории. Земная кора представлена в виде системы пятигранных многослойных призм. Отдельные слои призмы интерпретируют геофизические слои: слой вулканитов, осадочный слой, гранитный слой и базитовый слой. Слой вулканитов для данной территории выделен в отдельный впервые. Необходимость выделения слоя вулканитов в отдельный вызвана резким отличием его физических свойств (малоплотные меловые вулканические породы) от подстилающих его пород осадочного слоя юрского возраста. Гранитный слой представлен двумя подслоями с разделяющей их внутренней квазигоризонтальной границей, выделенной в ходе интерпретации аномалий поля силы тяжести.

Трехмерная плотностная модель земной коры позволила провести количественный анализ связи сейсмичности с глубинным строением для данной структуры.

Сейсмическая активность территории рассматривалась за период с 1968 г. по февраль 2011 г. Пространственные параметры землетрясений получены на основании каталогов Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской области» [4], разработанной В.М. Шарафутдиновым [5]. Первичными материалами являлись сейсмологические данные Магаданского филиала Геофизической службы РАН. Всего за рассматриваемый период на данной территории зарегистрировано 40 землетрясений энергетического класса $6.4 \leq K \leq 10.5$ (часть землетрясений малых энергетических классов являются промышленными взрывами, для другой части координаты эпицентров определены с большими погрешностями [6], что вносит существенную ошибку при определении удельного количества землетрясений). Для 21 землетрясения имеется информация о глубине гипоцентров: 19 из них отмечены на глубинах в диапазоне от 1 до 8 км, и только два – более глубоких: 25 км и 33 км.

В результате проведенного анализа отмечено, что 85 % эпицентров землетрясений приурочены к зонам повышенных горизонтальных градиентов плотности. При этом необходимо отметить, что градиент плотностных неоднородностей пород отмечается именно на тех глубинах, где зарегистрирован очаг землетрясений (рисунок). Т.е. для мелкофокусных землетрясений (глубина очага $h \leq 8$ км) максимальный горизонтальный градиент плотности наблюдается на срезах до 10 км, для двух оставшихся (глубина очага $h=25$ и 33 км) – соответственно на срезах 20 и 30 км. Полученные результаты подтверждают факт высвобождения упругих напряжений в земной коре вдоль зон разрывных нарушений, т.е. в областях, где наблюдается скачкообразное изменение физических свойств вещества.

Установлено, что гипоцентры землетрясений тяготеют к квазигоризонтальной поверхности расслоения земной коры. Сейсмические события с глубиной очага $h \leq 8$ км отмечены непосредственно под кровлей гранитного слоя. Два землетрясения с глубиной очага 25 и 33 км расположены у кровли базитового слоя.

Анализ связи распределения землетрясений с мощностью покрова вулканитов показал, что эпицентры землетрясений располагаются в областях с резким изменением

Кроме этого, нами впервые использована информация о глубинах гипоцентров землетрясений.

В заключение необходимо заметить, что количество событий, по которым в нашем случае проведено исследование, является статистически недостаточным для формулировки фундаментальных закономерностей, однако полученные выводы не противоречат имеющимся на сегодняшний день взглядам о связи сейсмичности с глубинным строением. Это позволяет ставить вопрос о необходимости продолжения подобных исследований, проведения их для новых территорий и оценки корреляции различных факторов, характеризующих особенности земной коры, с сейсмическими событиями.

Литература

1. Вашилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Сахно О.В. Трехмерная глубинная плотностная модель Паутовского горста и ее геологическая интерпретация (северо-восток России) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 22–38.

2. Гайдай Н.К. Новая интерпретационная гравиметрия. Понятия. Возможности. Перспективы использования // Вестник Северо-Восточного государственного университета. Спецвыпуск. Магадан: Изд-во СВГУ, 2010. № 13. С. 10–14.

3. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4-х книгах. Кн. 1. Геологическое описание. Полезные ископаемые, минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории / Под ред. Г.М. Сосунова. Магадан: ГП "Магадангеология", 1999. 181 с.

4. Шарафутдинов В.М. Разработка и формирование Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской области», возможности ее применения // Геоинформатика. 2009. № 3. С. 52–56.

5. Шарафутдинов В.М., Малиновский С.Б. Свидетельство о государственной регистрации Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской области» № 2011615022 // Федеральная служба по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам. М., 24 июня 2011.

6. Важенин Б.П., Мишин С.В., Шарафутдинова Л.В. Землетрясения Магаданской области. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 43 с.

7. Гайдай Н.К., Калинина Л.Ю. Плотность разломов, землетрясения и рельеф границ расслоения в земной коре (на примере центральной части Магаданской области) // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 71–78.

В.И. Герман^{1,2}

¹ ГПКК «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья», Красноярск, Россия

² ФГБОУ ВПО «Сибирский государственный аэрокосмический университет им. академика М.Ф. Решетнева», Красноярск, Россия

ИЗУЧЕНИЕ СВЯЗИ АНОМАЛИЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ТЕРРИТОРИИ НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА

Традиционно сейсмичность описывают двумя основными характеристиками: активностью и значением тангенса угла наклона графика повторяемости. В таком описании, как правило, неявно предполагается стационарность сейсмического процесса, которая, в частности, проявляется в том, что накопление землетрясений во времени описывается моделью простейшего потока [1], а следовательно, временные интервалы между последовательными сейсмическими событиями ΔT в любом фиксированном энергетическо-пространственно-временном интервале I имеют экспоненциальное распределение.

Очевидно, что предположение о стационарности в реальных условиях выполняется достаточно редко. В то же время в последние годы на основе анализа каталогов сейсмических событий различных регионов было установлено, что распределение временных интервалов ΔT между сейсмическими событиями в области представительных данных хорошо описывается одним и тем же законом распределения (функцией распределения) с точностью до масштабного параметра [1–7]. Данная закономерность говорит о наличии подобия во временной структуре сейсмичности, которая определяется параметром формы распределения. Параметр масштаба при этом учитывает изменение уровня сейсмической активности в интервале I при изменении его параметров.

В [7, 8] на примере каталогов Южной Калифорнии, Токтогульского района, а также Байкальского, Камчатского и Камчатско-Курильского регионов было рассмотрено изменение функций распределения ΔT при широком варьировании параметров энергетическо-пространственно-временного интервала I , определяющего анализируемый набор данных. Было показано, что вид функции распределения ΔT с точностью до масштабного коэффициента постоянен при варьировании энергетических параметров интервала I , практически не чувствителен к изменениям временных параметров интервала I . Для Токтогульского района, а также Байкальского региона при изменении пространственных параметров I вид функции распределения ΔT не имел значимых различий. В то же время для Южной Калифорнии, Камчатского и Камчатско-Курильского регионов отмечалось, что тип функции распределения ΔT при изменении пространственных параметров интервала I был не стабилен. Причиной такого поведения должны быть аномалии временной структуры сейсмичности в пространстве. Ниже приводится анализ причин возникновения таких аномалий на примере сейсмичности Камчатки.

Для анализа был взят региональный каталог сейсмичности с 1963 г. по 2009 г. (http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min/index_r.htm). Для обеспечения представительности рассматриваемых данных были взяты землетрясения с энергетическим классом $K \geq 10$.

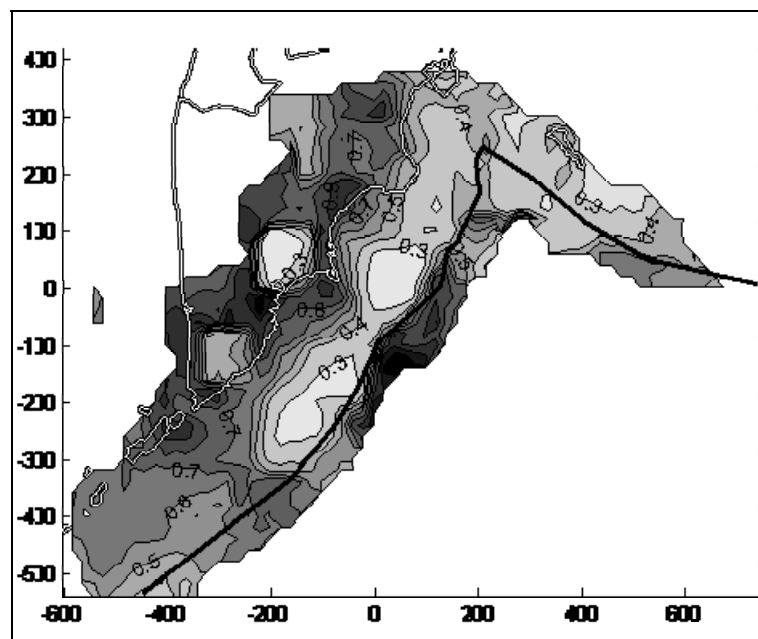
В работах [5, 8] было показано, что функция распределения временных интервалов ΔT плохо описывается экспоненциальным распределением даже после удаления афтершоковых последовательностей, но достаточно хорошо аппроксимируется функциями распределения Вейбулла $F(\Delta t) = 1 - \exp(-\lambda \Delta t^k)$, где λ – масштабный параметр, а k – параметр формы. Распределение Вейбулла является обобщением экспоненциального распределения, которое получается из него в случае, если $k = 1$. Таким образом, для выделения аномалий временной структуры сейсмичности достаточно изучить изменение значений параметра формы k при смещении анализируемого пространственного интервала.

При построении распределений временных интервалов ΔT рассматривались пространственные ячейки размером 100x100 км, шаг их смещения составлял 20 км. Те ячейки, куда попадало менее 50 землетрясений, не рассматривались. Для совместного сравнения полученных функций распределения применялось масштабирование, т.е. строилось распределение случайной величины $\Delta T/\mu$, где μ – величина, пропорциональная параметру масштаба распределения случайной величины ΔT . Если функции распределения ΔT для различных пространственных ячеек имеют одинаковый параметр формы, то распределения величин $\Delta T/\mu$ будут совпадать между собой. В качестве коэффициента масштабирования μ была выбрана его робастная оценка [9], равная медиане отклонения от медианы ΔT (простейшей оценкой μ является математическое ожидание ΔT).

Анализ масштабированных функций распределения временных интервалов ΔT показывает, что они имеют схожий вид при значениях параметра формы k , больших 0.6. В то же время распределения с $k < 0.6$ значительно отличаются как от распределений с $k > 0.6$, так и между собой.

Значение параметра формы определяет характер изменения значения плотности вероятности возникновения очередного события спустя временной промежуток Δt после возникновения последнего зарегистрированного. Данная плотность вероятности равна функции интенсивности $r(\Delta t)$, для распределения Вейбулла $r(\Delta t) = \lambda k \Delta t^{k-1}$. Таким образом, если параметр формы k приблизительно равен 1, то возникновение одного землетрясения не влияет на возникновение другого. Распределения с k меньше 1 свидетельствуют о группировке землетрясений во времени (вероятность возникновения нового землетрясения после последнего зарегистрированного со временем уменьшается). Соответственно значения k , большие 1, говорят об эффекте «отталкивания» землетрясений. В целом для Камчатского региона характерное значение параметра k приблизительно соответствует 0.65 [5, 8].

Изменение параметра формы k по пространству (рисунок) показывает наличие мощной протяженной аномалии со значениями k , меньшими 0.5, граница которой проходит по Курило-Камчатскому глубоководному желобу, разделяющему Охотскую плиту и сдвигающуюся под нее Тихоокеанскую литосферную плиту. Наличие группирования землетрясений в данной области может быть связано с «зацеплениями» края Охотской плиты о Тихоокеанскую. При этом отсутствие сильнейших землетрясений в данной области может быть объяснено тем, что нет условий для достижения силой прижатия одной плиты к другой необходимой величины. Подобная, но менее выраженная аномалия проходит и вдоль Алеутского желоба – линии контакта Тихоокеанской плиты с Северо-Американской.



Изменение параметра формы распределения Вейбулла, аппроксимирующего распределение временных интервалов ΔT в области размером 100x100 км.

Еще одна аномалия находится непосредственно на полуострове Камчатка вблизи Авачинского залива. Предполагается, что она может быть связана с активностью Авачинской группы вулканов.

Удаление афтершоковых последовательностей не приводит к исчезновению найденных аномалий.

Таким образом, в результате анализа временной структуры сейсмичности Камчатского региона выделены ее аномалии и показана их связь с тектоническим строением территории.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант МК-1553.2011.5).

Литература

1. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1969. 576 с.
 2. Герман В.И. Самоподобие временных интервалов между актами разрушения в горных породах на различных масштабных уровнях // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы 1-й Международной школы-семинара. (9–15 сент. 2001 г. Красноярск). Красноярск: СибГАУ, 2002. С. 66–72.
 3. Bak P., Christensen K., Danon L., Scanlon T. Unified Scaling Law for Earthquakes // Phys. Rev. Lett. 2002. 88. 178501.
 4. Corral A. Long-term clustering, scaling, and universality in the temporal occurrence of earthquakes // Phys. Rev. Lett. 2004. 92. 108501.
 5. Герман В.И. Самоподобие временной структуры сейсмических событий на разных масштабных уровнях // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 66–74.
 6. German V. Analysis of temporal structures of seismic events on different scale levels // Pure and Applied Geophysics. 2006. V. 163, № 10. P. 2243–2258.
 7. German V.I. Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // Tectonophysics. 2006. V. 424, № 3–4. P. 167–175.
 8. Герман В.И. Единая теория подобия структуры сейсмичности: статистический подход. Красноярск: Сиб. гос. аэрокосмич. ун-т, 2010. 80 с.
 9. Хампель Ф., Рончетти Э., Рауссеу П., Штаэль В. Робастность в статистике. Подход на основе функций влияния. М.: Мир, 1989. 512 с.
-

В.И. Герман^{1,2}

¹ ГПКК «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья»,
Красноярск, Россия

² ФГБОУ ВПО «Сибирский государственный аэрокосмический университет
им. академика М.Ф. Решетнева», Красноярск, Россия

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ БЛИЖАЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ И ПРОГНОЗ СИЛЬНЫХ ТОЛЧКОВ

При анализе развития сейсмического процесса одним из важнейших вопросов является выделение связей между отдельными землетрясениями. В настоящее время общепризнано, что сильные землетрясения готовятся более слабыми. При этом не все слабые сейсмические события непосредственно связаны с возникновением сильных землетрясений, часть их относится к так называемой фоновой сейсмичности.

Проблема наличия связи слабых событий с последующими сильными землетрясениями до сих пор не решена, и в большинстве случаев данный вопрос решается в значительной мере субъективно. Например, возникновение слабого события в непосредственной близости от сильного землетрясения не обязательно означает наличие связи между ними. Ее может не быть, если моменты возникновения данных землетрясений разделены многими годами, в течение которых произошло множество других землетрясений, или если слабое событие имеет магнитуду, значительно меньшую, чем у других близких землетрясений.

Естественно ожидать, что сила связи между двумя землетрясениями убывает при возрастании расстояния между их гипоцентрами, увеличении временного промежутка между их возникновением и при возрастании разницы в их магнитудах. Дополнительно следует учитывать, что в сейсмически активных областях эпицентры землетрясений в среднем расположены ближе друг к другу, чем в слабоактивных областях.

Основной идеей работы стал тот факт, что если некоторое рассматриваемое событие связано с последующими событиями, то прежде всего оно связано с теми из них,

что ближе всего к нему расположены как во времени, так и в пространстве. При этом ближайшим землетрясением за временной промежуток Δt является то, которое удалено на наименьшее расстояние от рассматриваемого землетрясения, в то же время ближайшим землетрясением в радиусе r является то событие, которое наименее удалено во времени. При изменении Δt и r можно найти набор событий, которые являются ближайшими к рассматриваемому землетрясению (рисунок). В данной работе вопрос о наличии связи между землетрясениями решается путем нахождения характерных значений

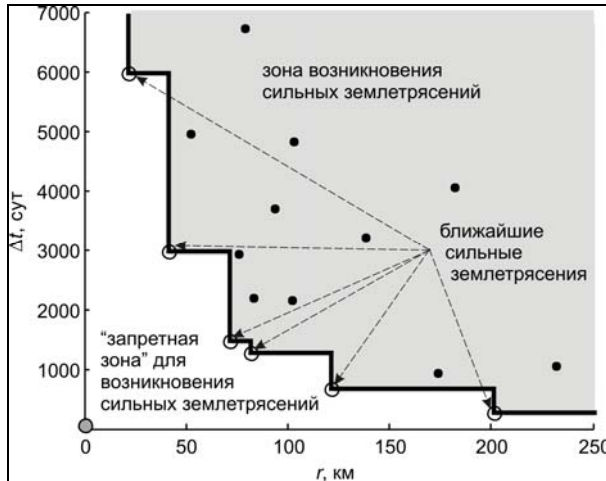


Схема к определению ближайших землетрясений и выделению «запретной зоны» возникновения землетрясений, или области влияния слабого события, которое расположено в начале координат; точки соответствуют сильным землетрясениям E_j .

исследовании будет понятие «запретной зоны» для возникновения землетрясений с магнитудой M и выше. Запретной зоной землетрясения E_i будем называть область, ограниченную кривой $\Delta t = g(r)$, такой, что если $r = r_{ij}$, то $\Delta t = \Delta t_{ij}$ (рисунок). Данная кривая, задающая запретную зону, определяет пространственное и временное расстояние до ближайших землетрясений, значения Δt_{ij} и r_{ij} которых лежат на кривой $\Delta t = g(r)$ (рисунок). Определение наличия связей между землетрясениями E_i и E_j будет вестись на основе изучения совместного распределения величин Δt_{ij} и r_{ij} , найденных для ближайших землетрясений. Интервалы магнитуд M_i и M_j в данном исследовании фиксированы.

Исследование было проведено для случая, когда землетрясения E_i соответствуют слабой сейсмичности, а землетрясения E_j — сильной. Далее будет предполагаться, что землетрясения E_i имеют магнитуду в диапазоне (M_r, M_s) , а землетрясения E_j — магнитуду $M_j \geq M_s$, где M_r — минимальная представительная магнитуда (землетрясения с меньшей магнитудой регистрируются с пропусками), а величина M_s определяет минимальную магнитуду относительно сильного землетрясения.

Для изучения совместного распределения величин Δt_{ij} и r_{ij} , найденных для ближайших сильных землетрясений E_j относительно всех рассматриваемых землетрясений E_i , использовалась соответствующая им эмпирическая функция распределения $\hat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s)$. Она формируется «запретными зонами» слабых событий (рисунок) и равна вероятности того, что в области радиусом r вокруг слабого события E_i за промежуток времени Δt после его возникновения ($(r, \Delta t)$ окрестность) произойдет относительно сильное землетрясение E_j . Таким образом, функция $\hat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s)$

пространственных расстояний и временных промежутков между слабыми землетрясениями и ближайшими к ним последующими сильными событиями. Сила связи определяется значением вероятности возникновения ближайших землетрясений на заданном пространственно-временном удалении либо же в пространственно-временной области заданного размера.

Будем обозначать землетрясение, имеющее магнитуду больше или равную M , координаты эпицентра (x, y) , произошедшее в момент времени t , как $E = E(M, x, y, t)$. Зафиксируем некоторое землетрясение $E_i = E_i(M_i, x_i, y_i, t_i)$. Далее рассмотрим другое землетрясение $E_j = E_j(M_j, x_j, y_j, t_j)$, произошедшее позднее ($t_j > t_i$). Пусть $\Delta t_{ij} = t_j - t_i$ — временной промежуток, разделяющий землетрясения E_i и E_j , а $r_{ij} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2}$ — расстояние между их эпицентрами.

Важным понятием в дальнейшем

определяет связь события E_i с последующими землетрясениями E_j , попавшими в его $(r, \Delta t)$ окрестность. В результате $(r, \Delta t)$ окрестности с постоянным значением функции $\widehat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s)$ можно рассматривать как область влияния слабого события E_i .

Сила связи между слабым событием E_i и конкретным относительно сильным землетрясением E_j , произошедшим на расстоянии $r=r_{ij}$ от E_i спустя время $\Delta t=\Delta t_{ij}$, определяется плотностью вероятности $f(r, \Delta t | M_j \geq M_s) \approx \frac{1}{2\pi r} \frac{\partial^2}{\partial r \partial \Delta t} (\widehat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s))$.

Для изучения пространственно-временных связей между сейсмическими событиями был выбран участок Алтае-Саянской складчатой области. Был использован каталог землетрясений АС-Ф ГС СО РАН без афтершоков. Для построения эмпирической функции распределения $\widehat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s)$ выбирались землетрясения E_i , попавшие в область с координатами $89.0...98^\circ$ в.д. и $50.5...57.0^\circ$ с.ш. за период с 1963 по 1983 г. Использовались данные с магнитудой $M_i \geq 2.5$ ($M_{ir}=2.5$), этот уровень приблизительно соответствует представительности землетрясений, зарегистрированных за рассматриваемый период. В качестве относительно сильных землетрясений E_j были отобраны события с магнитудой $M_j \geq 3.5$ ($M_s=3.5$). Более слабые события практического значения не имеют.

Установлено, что функция распределения хорошо аппроксимируется функцией $F(r, \Delta t)=1 - \exp(-\alpha(r^p \Delta t)^k)$, где $p=1.60$, $k=0.75$, а $\alpha=6 \cdot 10^{-6}$. Вид аппроксимирующей функции $F(r, \Delta t)$ хорошо согласуется с результатами, ранее полученными автором [1, 2].

Важным вопросом при определении вида «запретной зоны» возникновения землетрясений, иначе области влияния слабых землетрясений E_i , является учет влияния на ее размер уровня сейсмической активности. Согласно единой теории подобия структуры сейсмичности [2, 3], можно ожидать, что сам тип распределения останется постоянным и изменению будет подвержен только масштабный параметр α , который будет зависеть от уровня сейсмической активности $A_{10}=A_{10}(x, y)$.

Нахождение зависимости масштабного параметра α от уровня сейсмической активности A_{10} велось путем построения функций распределения $\widehat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s)$ для слабых событий E_i , попавших в области с уровнем активности A_{10} , принадлежащие разным интервалам. Для каждого такого распределения находилось такое значение α , что функция $F(r, \Delta t)=1 - \exp(-\alpha(r^{1.60} \Delta t)^{0.75})$ наилучшим образом приближала эмпирическую функцию распределения $\widehat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s)$. В результате было установлено, что $\alpha=10^{-5} h(A_{10}) \approx 10^{-5} (35 A_{10} + 0.07)$. Таким образом, зона влияния отдельных слабых землетрясений E_i , определяемая постоянством функции $\widehat{F}(r, \Delta t | M_j \geq M_s)$, задается выражением $(35 A_{10}(x_i, y_i) + 0.07) (r^{1.60} \Delta t)^{0.75} = \text{const}$, где $A_{10}(x_i, y_i)$ – сейсмическая активность в месте возникновения землетрясения E_i .

Функция $F(\tilde{r}, \Delta t)=1 - \exp(-(\tilde{r}^p \Delta t)^k)$, где $\tilde{r} = r \alpha^{1/(pk)}$, определяет вероятность того, что в течение времени Δt после возникновения слабого землетрясения E_i на расстоянии r от него не произойдет сильное сейсмическое событие E_j . В результате достаточно просто может быть определена функция плотности вероятности возникновения по крайней мере одного относительно сильного землетрясения E_j на расстоянии r от слабого землетрясения E_i в промежуток времени (t_1, t_2) , после возникновения события E_i . Соответственно

$$f(r, t_1, t_2, x_i, y_i, t_i) = \left(\frac{1}{2\pi r} \frac{\partial(F(\tilde{r}, t_2 - t_i) - F(\tilde{r}, t_1 - t_i))}{\partial \tilde{r}} \right) \Big|_{\tilde{r}=r(h(A_{10}))^{1/(pk)}}.$$

Используя полученный на основании разложения в ряд Тейлора упрощенный вид функции $F(\tilde{r}, \Delta t)=10^{-5} (\tilde{r}^{1.60} \Delta t)^{0.75}$, получим, что

$$f(r, t_1, t_2, x_i, y_i, t_i) = 1.91 \cdot 10^{-6} (35 A_{10}(x_i, y_i) + 0.07)^{0.2} [(t_2 - t_i)^{0.75} - (t_1 - t_i)^{0.75}] / r^{0.8}.$$

Данное выражение можно использовать для оценки опасности возникновения сильного землетрясения в интересующей точке в заданный временной интервал.

Таким образом, в работе была установлена связь между слабыми событиями и ближайшими относительно сильными землетрясениями. Проведен анализ, позволивший учесть воздействие уровня сейсмической активности на размер области влияния слабых событий. Получено выражение, позволяющее оценивать вероятность возникновения относительно сильного землетрясения в интересующей точке в заданный временной интервал.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант МК-1553.2011.5).

Литература

1. Герман В.И. Самоподобие временной структуры сейсмических событий на разных масштабных уровнях // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 66–74.
 2. Герман В.И. Единая теория подобия структуры сейсмичности: статистический подход. Красноярск: Сиб. гос. аэрокосмич. ун-т, 2010. 80 с.
 3. German V.I. Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // Tectonophysics. 2006. V. 424, № 3–4, P. 167–175.
-

Н.А. Гилева¹, В.И. Мельникова², Я.Б. Радзиминович², Ц.А. Тубанов³

¹ Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

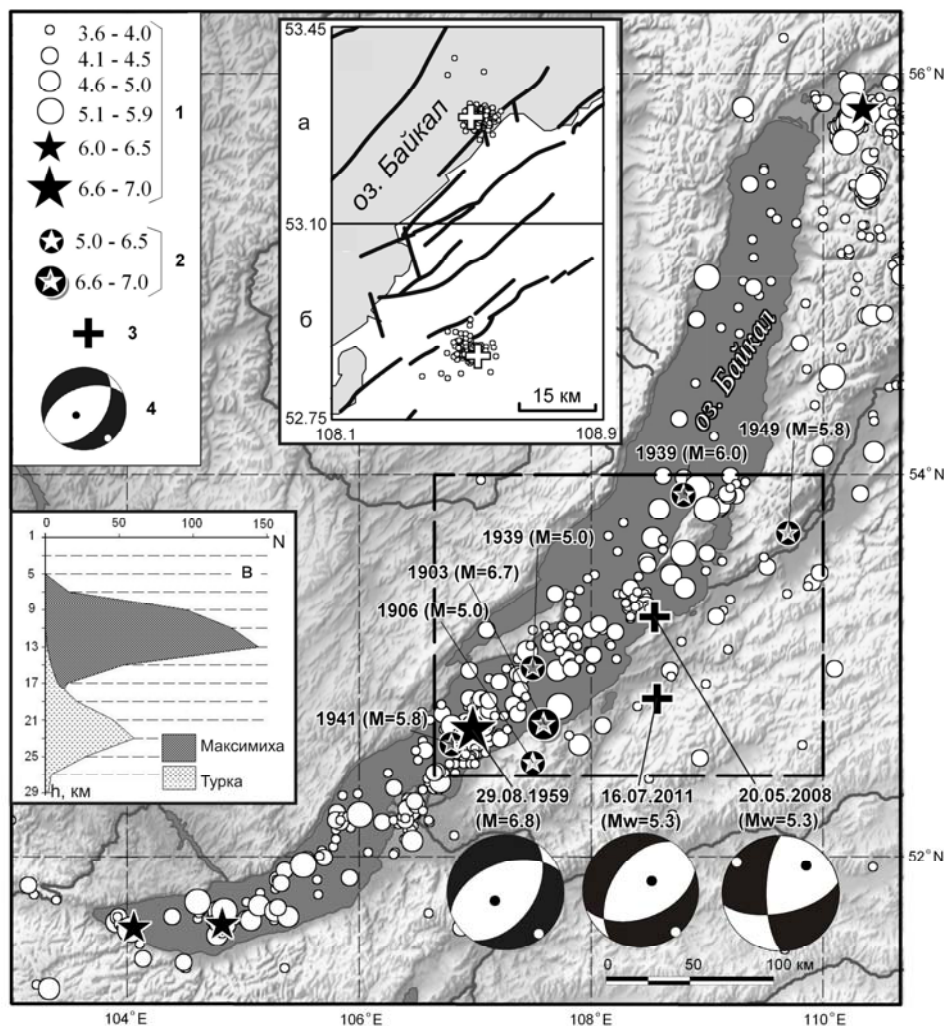
³ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ В РАЙОНЕ СРЕДНЕГО БАЙКАЛА В 2008–2011 ГГ.

Район Центрального бассейна оз. Байкал и близлежащей территории (в пределах участка, выделенного на рисунке) традиционно считается высокосейсмичным. По историческим сведениям в недавнем прошлом здесь произошло несколько относительно сильных землетрясений с $M \geq 5.0$ [4, 6]. В период инструментальных наблюдений (1950–2011 гг.) на рассматриваемом участке зарегистрировано около 25000 сейсмических событий различной магнитуды. Наиболее сильным из них было Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. в $17^{\text{h}}03^{\text{m}}$ с $M_L=6.8$, произошедшее в акватории озера [4]. Благодаря установке в районе землетрясения временных сейсмических станций, в его эпицентральной области за три месяца было зарегистрировано более 700 афтершоков [5, 7], гипоцентры которых в среднем располагались на глубинах 17–22 км [2]. Очаг данного события формировался в рифтовом поле напряжений [1]: по наклонным плоскостям разрывов в очаге осуществлялись сбросовые подвижки, а ось растяжения была ориентирована на северо-запад, вкрест простирания основных структурных элементов, что соответствовало общей геотектонической ситуации района (рисунок).

Детальные исследования каждого достаточно крупного сейсмического события чрезвычайно важны с точки зрения понимания процессов подготовки землетрясений, предотвращения и учета возможных последствий при сильных движениях земной поверхности и, в конечном итоге, направлены на оценку сейсмической опасности региона. В связи с этим, в данной работе представлена краткая информация еще о двух заметных землетрясениях рассматриваемого района: 20 мая 2008 г. в $20^{\text{h}}42^{\text{m}}$ с $M_w=5.3$ и 16 июля 2011 г. в $18^{\text{h}}38^{\text{m}}$ с $M_w=5.3$, произошедших на юго-восточном борту впадины Среднего Байкала (юго-западнее устья р. Баргузин) и в горном обрамлении впадины, на северо-западных склонах хр. Улан-Бургасы. По своему местоположению землетрясение 2008 г. было названо Максимихинским, 2011 г. – Туркинским. Оба события сопровождались ощутимыми макросейсмическими эффектами: интенсивность сотрясений в ближайшем населенном пункте «Максимиha» ($\Delta=17$ км) при одноименном землетрясении составила

5–6 баллов, при Туркинском в селе «Соболиха» ($\Delta=11$ км) – 7 баллов (по шкале MSK-64), при этом в последнем случае отмечены многочисленные повреждения кирпичных печей и дымовых труб.



Карта эпицентров инструментально зарегистрированных землетрясений Центрального Прибайкалья ($M=3.6-7.0$) за период 01.01.1950 г. – 30.09.2011 г. и исторических землетрясений (на территории, ограниченной штриховым контуром). 1, 2 – эпицентры инструментальных и исторических землетрясений; 3 – эпицентры Максимихинского 2008 г. и Туркинского 2011 г. землетрясений; 4 – механизм очага в проекции нижней полусферы (выходы осей сжатия и растяжения показаны темными и светлыми точками, области волн сжатия затемнены). На врезках показаны: а, б – эпицентры главных толчков 2008 г., 2011 г. и их афтершоков с наилучшей локализацией (ошибка определения эпицентра менее 4 км); в – графики распределения гипоцентров афтершоков Максимихинского и Туркинского землетрясений.

При регистрации и локализации афтершоков землетрясения 20 мая 2008 г. использовалось 30 стационарных станций Бурятского и Байкальского филиалов ГС СО РАН. В наблюдениях за событием 16 июля 2011 г. кроме этих станций участвовали и временные: «Половинка», «Горячинск», «Соболиха», «Золотой Ключ» и «Катково». К сожалению, период их работы ограничился несколькими сутками, за исключением станции «Горячинск», которая действует по настоящее время.

Несмотря на то, что моментные магнитуды данных толчков равны ($M_w=5.3$), а площади эпицентральных полей сопоставимы (около 100 км^2), по числу афтершоков и их суммарной энергии Максимихинская последовательность (за первые 5 суток $N=555$) значительно превосходит Туркинскую ($N=135$), при этом их продолжительность также

различна. В первом случае активизация эпицентральной зоны продолжается более 4 лет (вплоть до 2012 г.), во втором – затухание афтершокового процесса произошло в течение первых 5 месяцев.

Различия в сценариях развития рассматриваемых активизаций проявились и в их гипоцентральных полях. Из врезки (е) на рисунке видно, что Туркинские землетрясения значительно заглублены относительно Максимихинских (ошибки в обоих случаях $\delta h \leq 5$ км). Это не удивительно, поскольку толщина земной коры в горном обрамлении Среднего Байкала больше (~ 40 км), чем в самой впадине (~ 35 км) [3]. Следует отметить, что фокальные механизмы главных событий также имеют определенные отличия. Так, землетрясение 20.05.2008 г. произошло в обстановке сдвига с растяжением, и подобная ситуация довольно часто наблюдается в локальных сейсмоактивных районах рифтовой зоны. Событие 16.07.2011 г. реализовалось в обстановке практически чистого растяжения (рисунок). Вместе с тем в обоих очагах присутствуют субширотные плоскости разрывов с левосдвиговой компонентой смещений, а оси напряжений растяжения горизонтальны и имеют одинаковую северо-западную ориентацию, что типично для этой части Байкальского рифта.

Информация, полученная в результате сейсмологических исследований, косвенно отражает геолого-структурные особенности сейсмоактивных объемов земной коры. Обычно каждое крупное сейсмическое событие связывают с определенным разломом или его фрагментом, но из рисунка и врезки (а), следует, что ни одна плоскость разрыва в очаге Максимихинского землетрясения не совпадает с ориентировкой установленных разломов [6, 8]. В данном случае нельзя, вероятно, исключать участие в сейсмическом процессе структурных нарушений, секущих впадину Среднего Байкала в широтном или субмеридиональном направлении. В условиях общего горизонтального растяжения, поперечного к генеральному простиранию рифта, сдвиговые смещения в плоскостях таких разломов вполне возможны.

Туркинское землетрясение несмотря на свое местоположение (в горных отрогах хр. Улан-Бургасы) (рисунок, б), очевидно, связано с рифтовыми процессами. В очаге по плоскостям разрывов северо-восточного (вдоль рифта) и субширотного простираний реализуются сбросовые подвижки, при этом «рабочей», скорее всего, является первая плоскость, совпадающая с ориентацией основных разломов. Таким образом, в горном обрамлении юго-восточного борта Среднего Байкала установлены нисходящие движения сейсмоактивных блоков земной коры, сочетающиеся со сдвигами, что свидетельствует о развитии рифтовых процессов.

В заключение отметим, что в результате проведенного исследования получена новая информация о сейсмическом потенциале района Среднего Байкала и характере поля напряжений, что может быть использовано в дальнейших геолого-геофизических исследованиях.

Работа выполнена при поддержке программы междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111 и Программы Президиума РАН № 4.1.

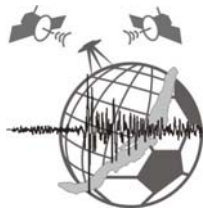
Литература

1. Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас Л.С. Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическим строением районов // Физика Земли. 1996. № 3. С. 33–52.
2. Голенецкий С.И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глубины залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 111–116.
3. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука. СО, 1981. 105 с.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 536 с.
5. Пшенников К.В. Об условиях возбуждения и распространения сейсмических волн в гипоцентральной зоне афтершоков // Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1964. С. 37–40.

6. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука. СО, 1977. 303 с.

7. Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, 1960. 36 с.

8. <http://www.crust.irk.ru/spp2/pages/maps.htm>.



А.А. Добрынина¹, В.А. Саньков¹, В.В. Чечельницкий², Ж. Альбарик³,
А. Дешамп⁴, Ж. Перро⁵, Р.В. Фердинанд⁶, Ж. Девершер⁵

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Байкальский филиал ГС СО РАН, Иркутск, Россия

³ NORSAR, Kjeller, Norway

⁴ Universite de Nice Sophia Antipolis, Geoazur, CNRS, IRD, OCA, Nice, France

⁵ Universite de Brest, UMR 6538 Domaines Oceaniques, IUEM, Plouzane, France

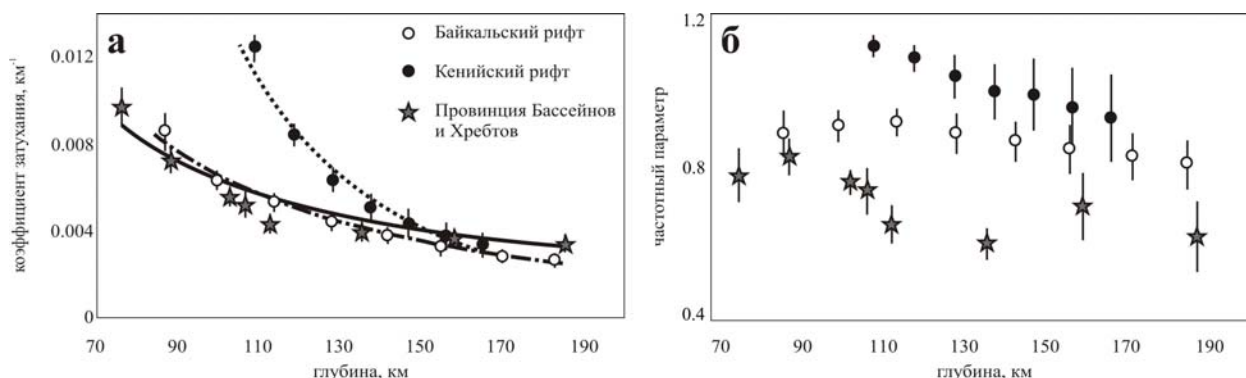
⁶ University of Dar Es salaam, Geology Department, Dar Es salaam, Tanzania

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

Эффективная сейсмическая добротность Q является безразмерным параметром, описывающим затухание сейсмических волн в среде, и позволяет оценить степень неоднородности литосферы, связанную с протекающими в ней тектоническими процессами. Добротность по кода-волнам (Q_c), ее зависимость от частоты (или частотный параметр n) и коэффициент затухания (δ) в литосфере Восточно-Африканской рифтовой системы (ВАРС), Байкальской рифтовой системы (БРС), а также Провинции Бассейнов и Хребтов (ПБХ) были рассчитаны с использованием модели однократного рассеяния [1]. Для расчета Q в ВАРС использовались данные сейсмологического эксперимента SEISMO-TANZ'07 (Северная Танзания) – 50 афтершоков Гелайской последовательности с магнитудами $M_c=2.9-4.7$. Для БРС использованы данные постоянной сети сейсмических станций Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (274 землетрясения с магнитудой $M_L=3.1-5.4$). Для ПБХ использованы записи 66 взрывов и региональных землетрясений с магнитудами $M_b=1.1-5.0$, полученные в ходе сейсмического эксперимента BRE 1988–1989 г. Добротность рассчитывалась в частотном диапазоне от 0.1 до 16 Гц, длина окна обработки коды W бралась равной от 20 до 80 с с шагом 10 с. Согласно [2], средние глубины формирования коды при таких значениях W для БРС составляют 87–183 км, для ВАРС – 110–165 км, для ПБХ – 76–158 км для $W=20$ и 80 с, соответственно. Окончательный расчет Q_c для БРС базируется на 15500, для ВАРС – на 5655 и для ПБХ – на 2699 индивидуальных измерениях. При сопоставлении значений Q_c наблюдается увеличение добротности с увеличением временного окна (т.е. с глубиной). Помимо оценки добротности на разных частотах, для каждого региона были рассчитаны эмпирические зависимости добротности от частоты и получены значения коэффициентов затухания δ . Региональные зависимости добротности от частоты $Q_c(f)$: $103f^{0.89}$ (БРС), $84f^{1.05}$ (ВАРС) и $86f^{0.78}$ (ПБХ). Частотный параметр n меняется от 1.12 до 0.93 (ВАРС), от 0.92 до 0.81 (БРС) и от 0.83 до 0.6 (ПБХ), а коэффициент затухания δ варьируется в пределах $0.012-0.003 \text{ км}^{-1}$ (ВАРС), $0.009-0.003 \text{ км}^{-1}$ (БРС) и $0.010-0.003 \text{ км}^{-1}$ (ПБХ) в зависимости от глубины (рисунок). Полученные в настоящей работе значения Q_c и n характерны для районов с высокой тектонической активностью [3]. Сравнительный анализ изменений коэффициента затухания δ и частотного параметра n с глубиной для рассматриваемых регионов показал:

1. значения δ и n для всех исследуемых регионов уменьшаются с глубиной (рисунок);
2. изменение коэффициента затухания δ с глубиной для БРС и ПБХ происходит практически одинаково (рисунок, а);

3. на одинаковых глубинах значения δ и n для БРС и ПБХ ниже, чем для ВАРС (рисунок).



Зависимость коэффициента затухания (а) и частотного параметра (б) от глубины для Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем и Провинции Бассейнов и Хребтов.

Вулканизм является одним из основных поставщиков флюидов в земной коре. Одним из главных отличий исследуемых рифтов являются процессы современного вулканизма, активно протекающие в ВАРС и не проявленные в БРС и ПБХ. Вместе с тем высокими поглощающими свойствами обладают также очаговые зоны сильных землетрясений [4]. Тенденция к увеличению затухания по мере роста сейсмической активности отмечается для БРС [5]. Таким образом, наиболее вероятной причиной увеличения значений δ и n в литосфере ВАРС относительно БРС и ПБХ являются процессы современного вулканизма, протекающие в Восточно-Африканской рифтовой системе.

Работы выполняются при частичной поддержке проекта Программы Президиума РАН № 4.1.

Литература

1. Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: Source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. № 80. P. 3322–3342.
2. Pulli J. J. Attenuation of coda waves in New England // BSSA. 1984. V. 74. P. 1149–1166.
3. Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R. CodaQ estimates in the Hong Kong region // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 24. P. 127–136.
4. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 5. С. 73–86.
5. Dobrynina A.A. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere // Phys. Earth Planet. Int. 2011. V. 188. P. 121–126.



П.Г. Дядьков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

ЭФФЕКТ СТАБИЛИЗАЦИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНОГО ЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Ряд результатов экспериментальных наблюдений указывают на стабилизацию динамических процессов в области подготовки сильного землетрясения на интервалах времени в несколько лет.

Результаты ежегодных тектономагнитных наблюдений на ряде пунктов Култуковского участка свидетельствуют о стабилизации изменений магнитного поля за 2–3

года до Култукского землетрясения 2008 г., $M=6.3$. Поскольку пункты наблюдений в этом районе расположены в пределах распространения аномально намагниченных массивов горных пород, повышается вероятность возникновения значимых по амплитуде магнитоупругих (пьезомагнитных) аномалий, что предполагает их обусловленность изменениями напряженного состояния в горных породах земной коры. В связи с этим наблюдаемая стабилизация в изменениях магнитного поля с большой вероятностью свидетельствует о стабилизации напряженного состояния в районе юго-западной оконечности оз. Байкал, где расположены пункты наблюдений. Начало эффекта стабилизации совпадает с перестройкой структуры сейсмических затиший в этом регионе.

О стабилизации процессов в некоторой области (ближней зоне) подготовки сильного землетрясения свидетельствуют данные анализа сейсмического режима перед Алтайским землетрясением 2003 г., $M=7.3$, а также ряда других сильных событий. В течение ряда лет наблюдается стабилизация выделения сейсмической энергии в некоторой области, которая может не совпадать с областью развития активизации сейсмичности перед главным событием.

Обращает на себя внимание характер поведения процесса трещинообразования в этих условиях. Этот процесс протекает весьма равномерно во времени и характеризуется совпадением наблюдаемой в реальности кривой плотности сейсмогенных разрывов с теоретической, построенной для случая идеально равномерного выделения сейсмической энергии.

Природа обсуждаемого явления, по-видимому, связана с возникновением областей консолидации блоковой среды, что, в свою очередь, создает в соседних областях условия «защищенности» от влияния меняющихся во времени внешних региональных сил.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №10-05-01042, Президиума РАН № 4.1, МИП СО РАН №№ 90, 76, 73.

П.Г. Дядьков, А.А. Ибатуллина, Д.А. Кулешов, С.И. Кесельман,
М.П. Козлова, А.В. Левичева, Ю.М. Романенко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

ТЕКТОНОМАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ КУЛТУКСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27.08.2008 Г., $M=6.3$

Стационарные наблюдения модуля вектора геомагнитной индукции проводятся на сейсмотанции «Талая» более шести лет с целью изучения геодинамических и сейсмических процессов на основе тектономагнитного метода. Регистрация абсолютных значений магнитного поля производится ежеминутно с использованием протонной магнитовариационной станции МВ-08.

Первый этап исследования был связан с выделением малоамплитудных тектономагнитных аномалий на фоне различных геомагнитных вариаций и помех.

Для исключения основной части «внешних» вариаций была рассчитана разность между значениями поля в пунктах Талая и Энхалук. На следующем этапе с использованием модели IGRF-11 была рассчитана и удалена вековая вариация. После этого был выполнен ряд процедур сглаживания рядов для выделения тектономагнитных аномалий различных периодов.

В результате было выявлено три типа аномального поведения поля с разной степенью вероятности связанных с подготовкой и реализацией Култукского землетрясения:

1. длиннопериодная бухта (порядка нескольких лет с амплитудой до 3 нТл);
2. бухтообразное понижение поля за две-три недели до землетрясения с минимумом 22-24 августа порядка 1.5 нТл.

3. аномальное повышение поля после события на величину порядка 0.5 нТл.
4. изменения амплитудой до 0.6 нТл, близкие к 14-дневным вариациям, наблюдаемые с середины июля 2008 г.

Кроме стационарных наблюдений в этом районе выполняются ежегодные тектономагнитные наблюдения на 6-и пунктах. Результаты наблюдений на этих пунктах свидетельствуют о стабилизации изменений магнитного поля за 2–3 года до Култукского землетрясения 2008 г., $M=6.3$. Поскольку пункты наблюдений в этом районе расположены в пределах распространения аномально намагниченных массивов горных пород, повышается вероятность возникновения значимых по амплитуде магнитоупругих (пьезомагнитных) аномалий, что предполагает их обусловленность изменениями напряженного состояния в горных породах земной коры. Поэтому наблюдаемая стабилизация в изменениях магнитного поля с большой вероятностью свидетельствует о стабилизации напряженного состояния в районе юго-западной оконечности оз. Байкал, где расположены пункты наблюдений.

Предварительный анализ возможных механизмов генерации наблюденных тектономагнитных аномалий указывает на возможную связь двух-трехнедельного бухтообразного понижения поля с развитием дилатансии в горных породах района подготовки землетрясения. Требуется дополнительные исследования по изучению природы наблюденных аномалий, в том числе представляет интерес сопоставление афтершокового процесса с изменениями в магнитном поле, наблюдаемыми после главного события.

Исследование выполнено при поддержке проекта 4.1 Программы Президиума РАН № 4, проекта 7.1 Программы ОНЗ-7, интеграционного проекта СО РАН № 54, проекта РФФИ № 10-05-01042-а.



Л.П. Имаева¹, В.С. Имаев¹, Б.М. Козьмин², О.П. Смекалин¹
¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
Якутск, Россия

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА ЧЕРСКОГО (СПЧ)

Подготовка исходного фактологического материала для процесса пересмотра (своеобразного «апгрейда») или актуализации действующей нормативной карты общего сейсмического районирования ОСР–97 и создания карты следующего поколения – ОСР–2012 потребовала значительного пересмотра полученных ранее сейсмотектонических данных на территории Восточной Сибири (Алтай – Саяно-Байкальский, Верхоянский и Приамуро-Приморский сейсморегионы) [1]. В основу сейсмотектонических исследований положена концепция о структурно-динамическом единстве геофизической среды и развивающихся в ней сейсмогеодинамических процессов, методические основы которой разработаны в Институте физики Земли РАН [2]. Кроме того, впервые были применены новые подходы в анализе тектонической структуры территории Восточной Сибири и выделении комплекса структур неотектонической активизации, проявляющихся с одинаковой степенью сейсмогеодинамической активности [3].

В процессе исследований решался комплекс следующих задач:

- анализ опубликованных структурно-тектонических, геолого-геофизических и сейсмологических данных, построение дополнительных схем, характеризующих общий морфотектонический план региона;
- обобщение материалов инструментальных наблюдений, принадлежащих филиалам Геофизической службы РАН и СО РАН, а также совместный анализ сводной карты

- сейсмичности северо-востока России [4] и данных геолого-структурных [5] и морфотектонических [6] исследований;
- выявление сеймотектонической реактивизации позднемезозойской тектонической структуры, установление ее влияния на новейший структурный план и тип кайнозойских деформационных процессов;
 - уточнение кинематики движений на границах сегментов Арктико-Азиатского (ААСП) и Байкало-Станового (БССП) сейсмических поясов;
 - разработка региональных моделей (доменной и структурно-динамической) главных сейсмогенерирующих зон.

Эталонной территорией, где был применен весь комплекс сеймотектонических исследований и проведена экспертная оценка, является континентальная часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса, геодинамические процессы в котором являются индикаторами сеймотектонических деформационных преобразований в зонах контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сегментов (Хараулахский, Черского, Охотоморский) с развитием в их пределах характерных структурных парагенезисов, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры и особенностями выделения сейсмической энергии.

Лаптевоморский сегмент Арктической сеймотектонической зоны, включающий акваторию шельфа моря Лаптевых, а также сопряженные структуры побережья, простирается от Таймырского полуострова на западе до Новосибирских островов на востоке. Он является одним из ключевых районов для познания эволюции зоны взаимодействия между Евразийской и Северо-Американской плитами. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона, а также Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем. Сейсмичность его обусловлена спредингом океанического дна, на что указывают параметры фокальных механизмов местных землетрясений и распределение аномалий магнитного поля [6, 7]. Все землетрясения на шельфе имеют механизмы растяжения или трансенсии с одной или двумя нодальными плоскостями, параллельными простиранию грабенов. Фокальные глубины возрастают от 10 до 25 км. Зоны эпицентров землетрясений оконтуривают на шельфе моря Лаптевых два блока единого сегмента: западный (Ленно-Таймырский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от осевой зоны границы между Евразийской и Северо-Американской плитами. При этом на западной границе Лено-Таймырского блока и восточной границе блока Новосибирских островов (район шельфа Восточно-Сибирского моря), по данным фокальных механизмов, существует режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной зоны эпицентров (хр. Гаккеля). Присутствие названных блоков, возможно, объясняет диффузный характер сейсмичности шельфа моря Лаптевых.

Хараулахский сегмент в тектоническом отношении расположен в северном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса в зоне контакта по Лено-Анабарскому краевому шву с восточным флангом Оленекского сектора [7, 8]. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это свидетельствует о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буорхаинская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур, где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго-сбросов и надвигов. Если анализировать напряженное состояние земной коры с севера на юг, то можно обнаружить другой переход напряжений растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие. Таким образом, в Хараулахском сегменте Верхоянской сеймотектонической зоны существует уникальная переходная

область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры.

Яно-Индигорский сегмент сейсмотектонической зоны Черского включает фронтальные зоны Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индигирка. Деформационная структура сегмента характеризуется надвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сдвиговыми перемещениями. В северо-восточной и юго-западной зонах сегмента значительную роль играют соответственно правосдвиговые и левосдвиговые наложенные дислокации. Амплитуды горизонтальных перемещений по разломам оцениваются в первые десятки километров [5, 6]. В пределах Яно-Индигорского сегмента в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом) имеет место определенная динамическая обстановка, инициированная взаимодействием фронтальных структур зон контактного сопряжения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Подобные условия возможны, если при сближении литосферных плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн), находящийся во фронтальной части Северо-Американской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных (левых) и юго-восточных (правых) сдвигов, образующих на своих окончаниях сейсмогенерирующие зоны взбросов и надвигов, обладающих максимальным сейсмическим потенциалом.

Индигоро-Колымский (Охотский) сегмент является северным блоком Охотоморской коровой плиты и соответствует одноименному террейну. Совместный анализ параметров фокальных механизмов сильных землетрясений и морфо-кинематических характеристик активных разломов, развитых в пределах Индигоро-Колымского сегмента, указывает на широкое развитие здесь горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем. При этом вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северо-восточной границе блока. Среди них наиболее активным является разлом Улахан. Южная часть блока, охватывающая акваторию Охотского моря, представляет жесткое ядро Охотоморской плиты, которое фактически асейсмично. Однако краевые части этого блока являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмическое окно» между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения [8]. Таким образом, структурная организация главных сейсмогенерирующих зон отдельных сегментов ААСП и динамика очагов сильных землетрясений показывают, что современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке сжатия, возникшей при сближении плит: Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Северо-Американской (~1 см/год) и Евразийской (~0.2 см/год) [4, 9], при моделирующем влиянии Колымо-Омолонского блока (супертеррейна). Под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку, способствуя конвергенции Северо-Американской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в северо-западном сегменте зоны Черского и заливе Шелихова Охотского моря, а также правосторонних перемещений в бассейнах рек Северного Приохотья и на о. Сахалин.

Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурно-динамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП явились основой анализа геодинамических режимов и сейсмического районирования отдельных сейсморегионов Восточной Сибири.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ – гранты №10-05-00573а и № 09-05-00727а.

Литература

1. Уломов В.И., Никитин С.Н. Технический регламент проведения работ по общему сейсмическому районированию территории Российской Федерации. Свод правил ОСП // Инженерные изыскания. 2010. № 6. С. 62–87.
2. Уломов В.И. Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ОИФЗ РАН, 1995. С. 9–26.
3. Гусев Г.С., Имаева Л.П., Акатова К.Н. Зонирование геодинамической активности неотектонических структур для целей общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-2012) // Сейсмобезопасность России: Тез. совещ. М., 2011. С. 207–210.
4. Mackey K., Fujita K., Hartse H.E. et al. Seismicity of Eastern Russia 1960–2007: map, 2007. LAUR-04-1381.
5. Парфенов Л.М. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука", 2001. С. 199–254.
6. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 56–62.
7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
8. Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К.Г. и др. Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии // Геофизические исследования. 2009. Т. 10, № 1. С. 5–17.
9. Moores E.M., Twiss R.J. Tectonics. New York, 1995. 415 p.

Л.П. Имаева¹, Б.М. Козьмин², В.С. Имаев¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

**СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НА ГРАНИЦЕ
ЕВРАЗИЙСКОЙ И СЕВЕРОАМЕРИКАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОКЕАН – КОНТИНЕНТ НА СЕВЕРЕ ЯКУТИИ**

Проявления сейсмичности в Арктической зоне Республики Саха (Якутия) обусловлены взаимодействием двух крупных литосферных плит – Евразийской и Североамериканской [1]. Их граница маркируется Арктико-Азиатским сейсмическим поясом, который трассируется в прибрежной континентальной части северо-востока Азии широкой (до 250–300 км) областью эпицентров землетрясений, территориально охватывающую хребты Хараулах, Туора-Сис, Найбинский кряж в Северном Верхоянье, а также хр. Кулар, Омолойскую впадину и западную часть Яно-Индибирской низменности. К югу и юго-востоку пояс «раздваивается». Его западная, континентальная, часть служит продолжением проявлений сейсмичности Усть-Ленского и Усть-Янского грабенов, которые относятся к возникшей и развивавшейся в кайнозой Лаптевоморской окраинно-континентальной рифтовой системе на шельфе моря Лаптевых. Лучше других изучено южное окончание Усть-Ленского грабена в пределах губы Буор-Хая моря Лаптевых, где последний ограничен сбросами с амплитудой вертикального смещения до 0.3–1.0 км, а внутри него выявлена система сбросов со смещениями в осевой части до 1 км [2, 3]. Землетрясения губы Буор-Хая имеют продолжение в Северном Верхоянье, где значительным сейсмическим потенциалом обладает Хараулахская сейсмотектоническая зона, а также развиты системы сейсмогенных разломов: Приморская, Хараулахская и Буор-Хаинская. Из них наиболее активны Хараулахские сдвиго-сбросы. Именно в зоне влияния последних в 1927–1928 гг. произошло пять катастрофических землетрясений с магнитудой $M=5.6-6.8$ и интенсивностью в эпицентре до 9 баллов. Активность Хараулахских разломов подчеркивается их яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ним более 20 проявлений и сейсмодислокаций

гравитационного и тектонического генезиса в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, образовавшихся при упомянутых и более древних сейсмических событиях [1].

Очаги землетрясений, отмеченные в Усть-Янском грабене, продолжают на континент в долготном направлении вдоль бортов кайнозойской Омолойской впадины, соединяются с полосой слабых землетрясений хр. Кулар и фиксируются вплоть до верховьев р. Яны. Наибольший сейсмический эффект здесь имел подземный толчок с $M=6.2$ в устье р. Яны, произошедший в 1918 г. В бортах данного грабена отмечаются сбросы со смещениями до 0.5 км, выявленные параметрической скважиной, пробуренной в низовьях р. Яны на глубину 420 м [1].

Другой восточный линейный тренд сейсмичности Арктико-Азиатского пояса, фиксируемый в пределах континентальных окончаний рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых (Чондонский, Широстонский и Бельковско-Святоносский), продолжает полоса слабых землетрясений, которая от берега моря Лаптевых пересекает Яно-Индибирскую низменность и кряж Полоусный, где соединяется с сейсмическими проявлениями горной системы хр. Черского. Сейсмоструктура этой части пояса изучена фрагментарно, что связано с разной обнаженностью территории, значительная часть которой заболочена (Яно-Индибирская низменность). Эпицентральное поле тяготеет здесь к системе разломов юго-восточного простирания (Куйгинский, Казачинский, Усть-Янский) и расположено в пределах молодых кайнозойских впадин (Иргичанская, Ыганьинская, Ат-Юряхская и др.), их горных ограничений (Селенняхский, Иргичанский, Немкученский и другие хребты) и следится к Момо-Селенняхской впадине. Данный участок характеризуется высоким уровнем сейсмической активности, которая подтверждается сильными 7–9-балльными землетрясениями (Иргичанское 1962 г. с $M=6.2$ и Селенняхское 2005 г. с $M=5.1$). Земная кора на отрезке границы рассматриваемых плит (хр. Гаккеля – хр. Черского) находится в условиях воздействия разных полей тектонических напряжений (спрединг в хр. Гаккеля, рифтинг и трансенсия на шельфе Восточно-Арктических морей, коллизия и транспрессия в хр. Черского). Наименее исследовано напряженное состояние земной коры активной области перехода океан–континент, куда тяготеют северные районы Республики Саха (Якутия) и где может существовать смешанное поле тектонических напряжений. Так, по данным фокальных механизмов землетрясений 21.07.1964 г., 30.07.1987 г., 14.05.1988 г., отмеченных в губе Буор-Хая, подвижки в их очагах соответствуют сбросам. К западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений Приморской и Хараулахской сейсмоактивных зон на суше появляются смещения типа сдвигов, сдвигосбросов и надвигов (события 20.05.1963 г. и 22.03.1987 г.). При этом молодые сдвиги, по данным натурных наблюдений, пересекают в близширотном (северо-восточном) направлении установленные здесь субдолготные сбросы [1]. Другой трансфер тектонических напряжений сформирован в долготном направлении, где растяжение в пределах губы Буор-Хая трансформируется в сжатие в Найбинской впадине (землетрясение 1986 г. с надвиговыми подвижками в очаге). Подобное преобразование полей напряжений наблюдается также для восточного тренда пояса. Отмеченный здесь подземный толчок 24.07.1976 г. в низовьях р. Яны имел сбросовый тип смещений в очаге, в то время как в очагах землетрясений 1962 и 2005 гг., тяготеющих к молодым Иргичанской и Немкучанской впадинам, расположенным на 180–200 км к юго-востоку от предыдущего события, уже фиксируются подвижки типа взброса и надвига, что соответствует условиям сжатия.

Приведенные данные могут свидетельствовать о наличии здесь инверсии поля тектонических напряжений растяжения (шельф моря Лаптевых и прибрежные районы суши) в сжатие (Северное Верхоянье и зона хр. Черского), обусловленной коллизией названных литосферных плит. Еще восточнее в пределах сейсмоструктурной зоны Черского уровень сейсмичности существенно возрастает. Это подтверждает другой сейсмический максимум, выявленный недавно юго-восточнее, вблизи хр. Андрей-Тас

(среднее течение р. Индигирки) на северо-восточном борту Момо-Селенняхской впадины, где в 1999–2008 гг. произошло шесть землетрясений с $M=4.8-6.1$. Самым крупным среди них было 8-балльное Андрей-Тасское событие 2008 г. с $M=6.1$. Предполагается, что появление Андрей-Тасского сейсмического максимума есть результат северо-восточного давления Колымо-Омолонского супертеррейна (блока), входящего в состав Североамериканской плиты, на Евразийскую плиту. Названный блок, действуя как «индентор», внедряется в пределы соседней плиты, способствуя накоплению значительных тектонических напряжений и активизации сеймотектонических процессов.

Под воздействием максимального сжатия со стороны индентора в его фронтальной части происходит формирование расходящихся северо-западных правых и юго-восточных левых сдвигов и образование на их окончаниях поперечных взбросов и надвигов. Подобное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное развитие правых и левых сдвигов), типично для многих коллизионных зон и было детально изучено на структурах, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания в Альпийско-Гималайском поясе [4, 5]. При этом отмечалось, что на участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгуживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. В нашем случае подобная динамическая ситуация наблюдается в зоне хр. Черского на участке между реками Яна и Индигирка, где отдельные пластины выдвинуты в направлении хр. Полоусного и кряжа Кулар на север и северо-запад, а их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хр. Полоусного выражается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и указывает на тенденцию выдавливания материала.

Выявленные сеймотектонические особенности в пределах границы Евразийской и Североамериканской плит в области перехода от океанических структур земной коры к континентальным позволяют уточнить и детализировать механизм их взаимодействия и дает возможность объяснить природу современных тектонических процессов в арктической зоне и северных районах территории Якутии.

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
2. Аветисов Г.П., Гусева Ю.В. Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Советская геология. 1991. № 4. С. 73–81.
3. Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса Гаккеля-Момского хребта // ДАН СССР. 1990. Т. 311, № 3. С. 689–694.
4. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
5. Трифионов В.Г. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (Труды ГИН РАН. Вып. 541). М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ В ОЦЕНКЕ ПАРАМЕТРОВ ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Классификация землетрясений по шкалам магнитуд (энергетических классов) дает возможность построения графиков Гуттенберга–Рихтера (графиков повторяемости),

определения их параметров, анализа временных вариаций и сопоставления структур энергетики сейсмичности различных регионов. Следует отметить, что степенной закон, описывающий график Гуттенберга–Рихтера, используется для статистических распределений широкого спектра природных, социальных и экономических процессов. Теоретически показано, что линейность подобных графиков связана в основном с внутренним и внешним порогами исходных данных. В сейсмологии этот закон характеризует распределение чисел сейсмических событий по шкале динамической оценки величины землетрясения и в логлинейной системе координат имеет, как правило, линейную форму. Наблюдаемая иногда более сложная форма графиков может быть обусловлена нелинейностью шкалы динамической оценки величины землетрясения в полном диапазоне измерений, недостаточной представительностью пространственно-временной выборки данных и мультифрактальностью сейсмичности. Наклон графика характеризует соотношение чисел сильных и слабых землетрясений и зависит от используемой шкалы, типа тектонического течения горных масс, степени неоднородности среды, количества и динамического диапазона шкалы рассматриваемых землетрясений и метода расчета уравнения регрессии. Для больших площадей и продолжительных интервалов наблюдений, как правило, сохраняется постоянство наклона графика, что указывает на квазиустойчивость соотношения чисел сильных и слабых толчков и является необходимым условием квазистационарности энергетики сейсмичности. Уровень графика характеризует сейсмическую активность – число толчков фиксированного энергетического класса, обычно нормированное по пространству и времени.

Классификация сейсмических событий Байкальского региона осуществляется по шкале энергетических классов Т.Г. Раутиан, и на протяжении всего периода инструментальных наблюдений энергетическая структура сейсмичности традиционно характеризуется параметрами графиков распределения чисел землетрясений по шкале K_p . При оценке влияния погрешностей определения энергетического класса на параметры графика повторяемости выполнено численное моделирование “Каталога землетрясений Прибайкалья”, а по выборкам землетрясений, имеющих совместное определение класса и различных магнитуд, установлены парные прямые и обратные линейные и нелинейные корреляционные соотношения. Для шкалы энергетических классов K_p формула графика повторяемости обычно записывается в виде:

$$\lg N = \lg A - \gamma(K_p - K_{p0}),$$

где N – число сейсмических событий; A и γ – число землетрясений фиксированного класса и наклон графика; K_{p0} – фиксированный энергетический класс, обычно $K_{p0}=10$. Параметры распределения $\lg N(K_p)$ сейсмических толчков по классам зависят в основном от точности определения K_p , от количества исходных данных, диапазона представительных классов и способа расчета уравнения регрессии. Точность определения классов, в свою очередь, обусловлена зависимостью изменения регионального затухания сейсмических сигналов от расстояния, направленностью излучения из очага землетрясения, характеристиками используемой аппаратуры, плотностью и расстановкой сейсмических станций и т.д. В Байкальском регионе количество и представительность исходных данных зависят от характеристик региональной сети сейсмических станций, а при обработке и анализе обычно используются стандартные однородные процедуры, в том числе и метод наименьших квадратов для расчета уравнения регрессии. Все это позволяет охарактеризовать энергетическую структуру сейсмичности наклоном и уровнем графика повторяемости землетрясений и их стандартными отклонениями, что дает возможность идентификации значимых вариаций и сопоставления структур энергетики сейсмичности различных территорий региона.

Вместе с тем в такой оценке никак не учтены потенциальные неопределенности, обусловленные случайностью сейсмического процесса, когда реализация одного наиболее сильного землетрясения выборки данных (или группы слабых толчков) может фактически

мгновенно значимо изменить параметры графика повторяемости. Такие потенциальные неопределенности характеризуют возможную “неустойчивость” определения параметров уравнения регрессии $\lg N(K_p)$ и зависят, очевидно, от размеров пространственно-временной выборки данных, вида распределения чисел толчков по классам и метода расчета уравнения регрессии. Потенциальные неопределенности такого рода “неустойчивости” могут рассматриваться как вероятные погрешности в определении параметров графиков повторяемости, позволяющие охарактеризовать достоверность результатов прогноза энергетики сейсмичности на принятом пространственно-временном и энергетическом масштабе. Несмотря на полувековую продолжительность мониторинга сейсмичности в литосфере Байкальской рифтовой зоны, в таком аспекте оценки неопределенностей не были проведены. Другой задачей данной работы является исследование динамики структур энергетики сейсмичности на разных иерархических уровнях литосферы региона с целью оценки согласованности их формирования и стационарности энергетической структуры сейсмичности региона в целом. Решение этих взаимосвязанных задач ориентировано на понимание фундаментальных законов эволюции сейсмичности с целью обеспечения сейсмической безопасности в Прибайкалье.

Первичные материалы взяты из “Каталога землетрясений Прибайкалья”, в котором представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона. Эти каталоги подготовлены сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений Байкальского филиала ГС СО РАН. В соответствии с “Каталогом землетрясений Прибайкалья” в Байкальском регионе ежегодно регистрируются тысячи подземных толчков различной энергии.

В данной работе анализировалась сейсмичность следующих областей литосферы, последовательно вложенных друг в друга: 1) Байкальского региона ($\varphi=48.0-60.0^\circ$ с.ш., $\lambda=96.0-122.0^\circ$ в.д.); 2) трех входящих в него районов – на юго-западном (район 1, $\varphi=48.0-54.0^\circ$ с.ш., $\lambda=96.0-104.0^\circ$ в.д.) и северо-восточном (район 3, $\varphi=54.0-60.0^\circ$ с.ш., $\lambda=109.0-122.0^\circ$ в.д.) флангах и в центральной части БРЗ (район 2, $\varphi=51.0-54.0^\circ$ с.ш., $\lambda=104.0-113.0^\circ$ в.д.); 3) шести участков, которые формируются делением территории районов примерно пополам по долготе $\lambda_{12}=100.0^\circ$, $\lambda_{34}=108.0^\circ$ и $\lambda_{56}=116.0^\circ$, а отсчет номеров участков (1–6) ведется с юго-запада на северо-восток; 4) Шести зон разломов, входящих в участки: Белино-Бусийнгольского, Тункинского, Приморского, Морского, Кичерского и Намаракитского. Разделение территории соответствует схеме регионализации, обычно используемой нами при исследовании напряженно-деформированного состояния литосферы и сейсмичности в Байкальском регионе. Эти геологические области можно рассматривать как четыре уровня иерархии неоднородностей литосферы, а разделение на районы, участки и зоны разломов дает возможность исследовать связи параметров графика повторяемости и погрешностей их определения с размерами исходных выборок данных и расположением исследуемых областей литосферы. Последующая статистическая обработка и анализ позволяют оценить степень согласованности эволюции и стационарность энергетической структуры сейсмичности региона. Параметры графиков повторяемости вычислены при использовании двух методов: в первом варианте при определении наклона и числа толчков десятого энергетического класса использовался метод наименьших квадратов, а во втором варианте расчетов были применены формулы метода максимального правдоподобия, рекомендуемые для определения параметров при числе землетрясений $N < 1000$. Анализируемые в работе параметры графиков повторяемости получены для годовых выборок данных и при последовательном суммировании годовых чисел землетрясений в интервале времени с 1964 по 2002 г. с шагом в один год (39 массивов данных для каждой территории). Для того чтобы оценить неопределенности “неустойчивости”, возникающие при реализации наиболее сильного землетрясения, в эти массивы данных добавлено одно землетрясение с энергетическим классом, на единицу превышающим максимальный класс реального массива данных

каждой территории. Поскольку неопределенности в оценке параметров возникают также при неполной регистрации слабых толчков, из массивов данных каждой территории были убраны 5, 10, 50 и 100 толчков с $K_p=8$. Установленные параметры и погрешности определения реальных графиков повторяемости сопоставлены с модельными результатами. Определены наклоны и уровни десятого энергетического класса, и проанализирована связь объема выборки и диапазона энергетических классов с неопределенностями в оценке параметров графиков повторяемости. Показано, что при уменьшении объема выборки и диапазона энергетических классов неопределенности в оценке параметров графиков повторяемости возрастают по степенной и экспоненциальной зависимости и могут быть большими. Сопоставление наклонов, определенных двумя методами, показывает, что их отличие может достигать двух стандартных отклонений.

Проведенное затем численное моделирование позволило установить основные закономерности изменения параметров и погрешностей графиков повторяемости и графиков Гуттенберга–Рихтера в зависимости от числа сейсмических событий, динамического диапазона и типа шкалы оценки величины землетрясения. Для шкалы энергетических классов K и магнитуд M распределение чисел землетрясений задавалось в виде геометрической прогрессии при одном максимальном землетрясении с $K=16$ и $M=7$. Задавался стартовый диапазон классов $K=7-16$ и магнитуд $M=2-7$, затем выполнялось его пошаговое уменьшение до диапазонов $K=7-9$ и $M=2-4$ при сохранении наклонов графиков. Чтобы оценить неопределенности “неустойчивостей”, возникающих при реализации наиболее сильных землетрясений, в каждый из этих массивов добавлено по одному землетрясению, на единицу превышающему максимальное значение по шкале “идеального” массива данных (первый вариант “модельного” распределения). Чтобы сгладить эффект сильнейшего события, в массив первого варианта добавлялось еще одно землетрясение с максимальным значением “идеальной” выборки данных (второй вариант “модельного” распределения). Поскольку неопределенности в оценке параметров возникают также при быстрой реализации слабых землетрясений (роевые последовательности толчков), во все массивы данных были включены 5, 50 и 500 толчков с $K=7$ и $M=2$ (третий вариант “модельного” распределения). Установленные по методу наименьших квадратов параметры и ошибки определения графиков сопоставлены с “идеальными” результатами, вычислены абсолютные и относительные погрешности определения наклонов и числа толчков с $K=10$ и $M=4$. Проведенные расчеты показали, что зависимости относительных погрешностей и стандартов наклонов графиков от диапазона шкалы и логарифма числа землетрясений в выборке хорошо соответствуют степенному закону при коэффициенте корреляции $\rho > 0.95$. Относительные погрешности чисел землетрясений от диапазона шкалы и логарифма числа землетрясений в выборке лучше описываются экспонентой при коэффициенте корреляции $\rho > 0.90$. В целом теоретические расчеты согласуются с экспериментальными результатами и подтверждают возможность существенных погрешностей при использовании небольших массивов исходных данных.

А.В. Ключевский, Ф.Л. Зуев
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ОЦЕНКИ ФРАКТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Современные теоретические и численные модели сейсмичности рассматривают сейсмогенез как эволюцию сложных динамических систем, имеющих много степеней свободы, и развиваются преимущественно как новая основа для предсказания сильных землетрясений и изучения пространственно-временной и энергетической структуры

сейсмичности. При решении этих задач пятимерное пространство кинематических параметров сейсмичности обычно диагностируется путем совместного анализа моделей и феноменологии: скейлинг, подобие, самоподобие, пространственно-временная корреляция, отклики на возбуждение, предсказуемость на различных масштабах осреднения. Современное состояние теории и мониторинговых систем сейсмичности позволяет в первом приближении решить задачу оценки самоподобия фрактальной структуры эпицентров толчков, проследить за ее изменениями во времени и, сопоставив с модельными представлениями, понять в общих чертах ее природу и эволюцию.

В настоящей работе получены оценки размерности фрактальной структуры поля эпицентров представительных землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 8$, зарегистрированных с 1964 по 2002 гг. в Байкальском регионе ($\varphi=48.0-60.0^\circ$ с.ш., $\lambda=96.0-122.0^\circ$ в.д.), трех входящих в него районах, шести участках и двенадцати небольших зонах. Эти геологические области следует рассматривать как четыре последовательно вложенных уровня иерархии неоднородностей литосферы. Для исследования зависимости структуры поля эпицентров от объемов выборок данных рассмотрены изменения размерности во времени. Насыщенность литосферы Байкальского региона афтершоками и роевыми событиями априори позволяет предположить пространственно-временную изменчивость фрактальных оценок сейсмичности от группирующихся землетрясений. Это усложняет анализ пространственно-временной структуры эпицентрального поля землетрясений, выдвигая дополнительно задачу учета влияния групп толчков на оценку фрактальной размерности. Первичные материалы взяты из отчетов “Каталог землетрясений Прибайкалья”, в которых представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона. Эти отчеты подготовлены сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений Байкальского филиала ГС СО РАН.

В работе применены два варианта оценки фрактальной размерности структуры поля эпицентров землетрясений. В первом варианте вычислялась клеточная размерность D_0 , определение которой основано на анализе изменения доли заполненных площадок во вмещающей объект области. Величина D_0 представляет собой размерность Хаусдорфа исследуемого множества и является одной из основных характеристик мультифрактала. В процессе последовательного деления исследуемой территории на сетку площадок со сторонами h_q (где $q=1..k$ – номер итерации) определялся логарифм числа площадок $C_0(h_q) = \ln N(h_q)$, в которых произошло хотя бы одно землетрясение. Во втором варианте была использована информационная размерность D_1 , вычисляемая через $\tilde{N}_1(h_q) = \sum_{i=1}^m I(i)$, где

$I(i) = p_i \cdot \ln(p_i)$; $p_i = n(i)/N$; $i=1..m$ – номер очередной непустой площадки, $n(i)$ – число землетрясений в ней, а N – число толчков в выборке. Размерность D_1 характеризует информацию, необходимую для определения местоположения точки в некоторой ячейке и показывает, как информация, необходимая для определения местоположения точки, возрастает при уменьшении размера ячейки h_q . Чтобы протестировать используемые методики, были синтезированы карты эпицентров в виде структуры “троичного ковра Серпинского” и “троичной кривой Коха”, имеющие теоретические фрактальные размерности $D_0=1.89$ и $D_0=1.26$ соответственно. Сопоставление вычисленных и теоретических фрактальных размерностей свидетельствует о близком соответствии полученных оценок при достаточно большом числе точек – $N=65544$: клеточная и информационная размерности синтезированного “ковра Серпинского” равны $D_0=1.82 \pm 0.009$ и $D_1=1.84 \pm 0.008$, а размерности “кривой Коха” $D_0=1.25 \pm 0.004$ и $D_1=1.26 \pm 0.004$. Подобный подход использовался нами для оценки погрешностей определения размерностей в зависимости от числа землетрясений и итераций при функциональном и случайном синтезе фрактальных структур. Сочетание площадного и квазилинейного распределения эпицентров землетрясений Байкальского региона создает мультифрактальность структуры эпицентрального поля. Чтобы оценить степень влияния

бифрактальности на размерность, синтезированные структуры “ковер Серпинского” и “кривая Коха” были пространственно совмещены в виде карты эпицентров толчков, где “ковер Серпинского” представлял юго-западный фланг, а “кривая Коха” – центральную часть и северо-восток Байкальского региона. Вычисленная клеточная и информационная размерности объединенной синтезированной структуры оказались равны $D_0=1.68\pm 0.008$ и $D_1=1.52\pm 0.005$ ($N=131088$). Таким образом, эффект бифрактальности существенно изменяет классификационный тип вложенных монофракталов, а диагностировать объединение разных структур по росту величины стандартного отклонения не представляется возможным, так как вычисленные величины стандартных отклонений моно и бифракталя сопоставимы.

Расчетами установлено, что клеточная размерность слабо чувствительна к афтершокам, а информационная сильно уменьшается в начале афтершоковых серий толчков. Слабая чувствительность клеточной размерности к группам толчков предполагалась, так как ранее А.В. Солоненко и Е.А. Штейман [1] показали, что афтершоки Удоканских землетрясений 1976 года не оказали значимого влияния на величину размерности. Можно полагать, что подобный эффект обусловлен используемой методикой расчета клеточной размерности, поскольку внесение любого числа афтершоков в заполненные элементарные площадки не меняет числа площадок. Иначе обстоит дело с информационной размерностью – внесение афтершоков изменяет $I(i)$ и чем больше толчков, тем сильнее изменяется $C_1(h_q)$ и D_1 . Полученные результаты вносят определенную корректировку в исследование размерностей структуры поля эпицентров, так как становится понятно, что с ростом объема выборки данных клеточная размерность будет монотонно возрастать до некоторого уровня, а информационная размерность на общем фоне увеличения будет уменьшаться под влиянием группирующихся землетрясений. В таком случае сопоставление размерностей и тенденций их поведения не имеет смысла, так как информационная размерность характеризуется откликом и долговременной памятью к группам толчков и будет изменяться синхронно с реализацией сильных землетрясений, генерирующих продолжительные серии афтершоков. Поэтому исследование структуры эпицентрального поля землетрясений Байкальского региона представлено преимущественно в оценках клеточной размерности.

Термин “сформированность” эпицентрального поля землетрясений, введенный А.В. Солоненко и Е.А. Штейманом [1], характеризует такое поле эпицентров, в котором “...новые сейсмические события вписываются в ранее установившуюся его структуру, принципиально не изменяя его конфигурацию”. Очевидно, при таком определении следует использовать две характеристики – “общая...” и “частная пространственно-временная сформированность” эпицентрального поля толчков. В первом случае эпицентрального поля толчков Байкальского региона, формируемое в течение многолетней деятельности системы сейсмогенеза, без сомнения “сформировано”. Во втором случае понятие “сформированность” эпицентрального поля землетрясений зависит, помимо сеймотектонических факторов, от продолжительности сейсмических наблюдений на рассматриваемой территории, т.е. от имеющегося каталога землетрясений. При условии стремления со временем “частной сформированности” к “общей”, фрактальная размерность “общего сформированного” эпицентрального поля может служить мерой сейсмичности различных исследуемых территорий, а время выхода размерности на предельное значение может быть характеристикой “сформированного” (или представительного) каталога землетрясений.

Нами рассмотрены варианты возможных изменений графиков клеточной размерности D_0 в виде временных трендов, которые достаточно хорошо аппроксимируются уравнениями вида $D_0=b\ln t+C$ и $D_0=at^2+bt+C$ (коэффициенты корреляции $\rho>0.95$), где a , b и C – коэффициенты. Результаты экстраполяции логарифмических уравнений на 10^4 лет указывают на монотонное возрастание до уровня $D_0\approx 2$. Такое поведение вряд ли имеет физический смысл, так как полное заполнение

исследуемых территорий Байкальского региона эпицентрами землетрясений маловероятно. Экстраполяция графиков полиномом второй (и более высокой) степени показала, что наблюдаемое вначале увеличение размерности D_0 через 30–40 лет сменяется уменьшением, что также нереально. Можно полагать, что наиболее вероятен вариант, когда, выйдя на асимптоту, размерность стабилизируется на каком-то уровне D_0^m . В таком случае время достижения D_0^m можно рассматривать как период “формирования” каталога землетрясений региона. В связи с этим следует отметить, что из-за небольшой продолжительности инструментальных сейсмических наблюдений (около 50 лет) в настоящее время анализируется фактически не эпицентральное поле толчков Байкальского региона, а “сформированность” “Каталога землетрясений Прибайкалья”.

Полученные результаты указывают на зависимость фрактальных оценок естественного поля эпицентров землетрясений от ряда факторов. Во-первых, они зависят от типа (клеточная, информационная, корреляционная и пр.) используемой фрактальной размерности и способа вычисления: размерности одного поля эпицентров, оцененные разными способами, могут значимо отличаться. Во-вторых, величина размерности зависит от объема пространственно-временной выборки толчков, т.е. от диапазона энергетических классов, размеров исследуемой территории, продолжительности и времени начала наблюдений. В-третьих, размерности зависят от фрактальной структуры эпицентрального поля землетрясений. Даже в одном сейсмоактивном регионе совокупность этих факторов может создать сложности при сопоставлении структуры и динамики полей эпицентров толчков по данным разных исследователей, что выдвигает в перспективе задачу стандартизации основных процедур определения фрактальной размерности.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 08–05–90201–Монг_a; 09–05–00014_a).

Литература

1. Солоненко А.В., Штейман Е.А. О “сформированности” и самоподобии эпицентрального поля землетрясений Байкальской сейсмической зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ОИФЗ РАН, 1995. С. 344–353.

М.И. Копылов, И.В. Пустовойтова
ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск, Россия

СЕЙСМИЧНОСТЬ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ

В последние годы в Дальневосточном регионе России выполнен ряд исследований и обобщений по аккреционной, сдвиговой и рифтогенной геодинамике. Особый интерес представляет рассмотрение геодинамики региона с позиции глубинной тектоники, развиваемой академиком Ю.А. Косыгиным [1]. Дальневосточный регион занимает центральную часть северо-востока Азии и представляет собой область перехода от континента к океану (господствует представление об эпикратонной природе этой области). Гранитогнейсовые выступы Анабарского, Алданского и Сино-Корейского щитов, а также многочисленные срединные массивы указывают на фрагменты кристаллического фундамента, расчлененного деструктивными процессами Северо-Азиатского кратона, распространявшегося некогда до островных дуг и даже прилегающих частей океана. Считается, что кратон сформировался в раннем архее, а затем представлял собой подвергшийся деструкции протоконтинент.

Пояса очагов землетрясений сопровождаются комплексом геологических, геохимических, геофизических аномалий. Им соответствуют региональные минимумы

силы тяжести, понижение скорости, повышение величины электропроводности и теплового потока, обычно они сопровождаются проявлением щелочных и кислых хлоридных, сульфатных термальных вод.

Вулканоплутонические пояса представляют собой сложные многоярусные магматические образования с андезит-дацит-риолитовыми покровами и субвулканическими телами на современном эрозионном уровне и гранитоидами на глубине. Им соответствуют столбообразные области разуплотнения, конформные субвулканы, прослеживающиеся на глубине по данным Δg , МТЗ и МОВЗ до нижних уровней коры. Важными элементами строения вулканоплутонических систем являются контрастные локальные прогибы, грабен-синклинали, выполненные вулканоосадочными образованиями. Общий механизм образования вулканоплутонических систем может быть таким: 1) оживление мантийных разломов в обстановке импульса перемещения плит (Охотоморской, Северокитайской, Евразийской, Амурской); 2) погружение краевых блоков, передвижение массы пород при пододвигании (надвигании) структуры рамы и формирование краевых мульд, грабен-синклиналей; 3) оживление магматических очагов (коровых, суперфокальных уровней), интенсивный подъем магм к поверхности; 4) пульсационное развитие узловых, линейных структур глубокого заложения; 5) проявление плюмовой тектоники в глубинных слоях литосферы.

Сопоставление систем рифтов в других регионах мира и особенности сейсмотомографии, гравитомографии позволяют отметить, что под основными рифтовыми поясами на тех или иных глубинах в мантии фиксируются разнопротяженные зоны аномально низких сейсмических скоростей и плотностей того же простираения. Проекция осей зон низких скоростей, расположенных в верхних горизонтах мантии, как правило, находятся в области литосферного рифта или в непосредственной близости от него.

Блоковая дискретность литосферы Дальневосточного региона. Помимо тектонореологической расслоенности, литосфера характеризуется блоковой (фрактальной) дискретностью, проявляющейся в резкой горизонтальной изменчивости физических параметров консолидированной коры и осадочного чехла, приуроченного к межблоковым структурам. Блоковая дискретность строения исследуемого региона была выявлена при анализе ее тектоники по геофизическим (Δg , ΔT , ГСЗ, МТЗ), геологическим и морфометрическим данным, лежащим в средней области спектра 25–60 км. Слоистоблоковую модель литосферы предложила И.П. Косминская (1968) на основании дифференцированной слоистости по сейсмическим данным в разных блоках земной коры. Ю.Я. Вашилов наиболее четко сформулировал утверждение «о блоковой природе аномалий силы тяжести». В связи с этим профилирующее значение имели данные гравиметрии, вспомогательное – магнитометрии, охватывающие исследуемую территорию равномерной съемкой масштаба 1:200000 и позволяющие производить картирование блоковой тектоники под перекрытыми рыхлыми образованиями. Изучение блоковой структуры литосферы Приамурья помогает понять процесс поглощения океанической и формирование континентальной коры. В зависимости от соотношения скоростей этих процессов континентальная окраина может как наращиваться, так и сокращаться. Так, Нижнеамурская область представляет собой окраину континента и нагроможденных и надвинутых на ее край террейнов.

Уровень глубинности выделяемых тектонических нарушений и соответственно блоковой тектоники определялся, в большей степени, по интерпретации данных гравиметрической съемки и ГЗС с учетом вещественного комплекса слагающих пород. Площадь литосферных блоков варьируется в широком диапазоне – от 2500 до 1000000 км² и более. Ранжирование тектонических блоков литосферы в зависимости от их размерности произведено на шесть уровней, отличающихся, в известной степени, автономностью в строении и развитии. Блоки ранжируются по группам, по размерам, близким между собой. Группы размерности скачкообразно отделены друг от друга,

разделы между ними отличаются на число от 2 до 3, т.е. увеличение блоков происходит в два–три раза. Таковую закономерность дискретного чередования критических рубежей блоков в их ранговой размерности отмечали ряд исследователей (В.Д. Наливкин, Л.И. Красный, В.В. Харахинов и др.). Вероятно, это является одним из свойств твердой среды при ее делимости. За нижний уровень делимости приняты блоки размером 2500 км², второй уровень – 5000 км², третий – 10000 км², четвертый – 20000 км², пятый – 50000 км², шестой – 100000 км² и более. К суперблокам относятся Алданский, Сихотэ-Алинский, Буреинский, Средне-Амурский и др., вершиной иерархического ранга геоблоков является Евразийская, Охотоморская и Северокитайская плиты. Величина блоков и их форма изменяются от краевых к внутренним частям. В краевых частях блоки имеют меньшие размеры и представлены они в большей мере пластинообразной формой, вытянутой в субширотном направлении. В глубь континентов блоки приобретают формы неправильных многоугольников и размеры и мощность их возрастают.

При сопоставлении выделенных тектонических блоков с современными неотектоническими движениями и очагами землетрясений выявлено, что часть блоков, примыкающих к Монголо-Охотской и Становой областям, характеризуется повышенной сейсмической активностью и повышенным тепловым потоком. Выполненный анализ [2] зависимости сейсмической активности от величины блоковых структур в консолидированной коре по Приамурью показал, что наиболее высокой сейсмической активностью обладают блоки площадью 5000 км². Тектонические блоки коры имеют более высокую степень делимости, по сравнению с литосферными, и более высокую сейсмическую активность в связи с их высокой гетерогенностью.

Как известно, в современной геодинамике считается, что тектоника плит в основном обусловлена конвективными течениями в верхней мантии, а тектоника плюмов связана с термально-плотностными потоками, восходящими с границы ядра и нижней мантии. Общие закономерности строения и палеогеодинамики Дальнего Востока могут быть определены путем установления в их составе структурно-вещественных комплексов, магматических рядов, характерных для краевых, современно-активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг. Привлечение данных глубинных геофизических исследований, сейсмологии позволяет дополнить и, в ряде случаев, осветить эту проблему с других позиций.

Тектоническая расслоенность и блоковая дискретность литосферы региона реализованы ее листрической делимостью, контролируемой разломами различного уровня проникновения в тектоносферу и сформированной в различных геодинамических обстановках. По результатам интерпретации геотраверсов плотностных (гравиметрический), сейсмических (ГСЗ, МОВЗ), геоэлектрических (МТЗ) исследований, особенно по данным МОВЗ, были выделены многочисленные субгоризонтальные поверхности срыва и наклонных границ раздела, вероятно, отвечающие листрическим разломам, имеющим различные реологические и деформационные свойства. Подобная картина зафиксирована по данным глубинных геофизических исследований при поисках нефтяных месторождений на Охотоморской нефтегазоносной провинции В.В. Харахиновым. По данным его исследований, были выявлены многочисленные листрические разломы, подразделенные в зависимости от геодинамических режимов в трансрессивных условиях на надвиги и сдвиги, а в трансензионных – на сбросы.

Среди разломов можно выделить главные, это трансрегиональные и региональные, которые исполняют роль граничных разломов при выделении поясов, складчатых областей, шовных зон, террейнов (блоков). Они, как правило, являются долгоживущими, по глубине заложения относятся к литосферным и сквозным. Обычно трансрегиональные разломы выделяются как система разломов, имеющая сложную морфологию. Иерархия листрических и вертикальных разломов определяется глубиной их проникновения в тектоносферу. По этому признаку в пределах Дальневосточного региона можно выделить приповерхностные, верхнекоровые, нижнекоровые и литосферные листрические разломы

[2]. Приповерхностные разломы формируются за счет гравитационного сползания отдельных слоев в зонах сейсмодислокаций, на палеосклонах глубоководных котловин, трогов. Верхнекоровые листрические разломы образуются на субгоризонтальных поверхностях резко анизотропных сред, они широко распространены в рифтогенных прогибах, аккреционных и присдвиговых системах, в виде сбросов, взбросо-надвигов. Многие из них являются сейсмоактивными, на глубинах 5–10 км к сдвиговым поверхностям приурочены очаги землетрясений, чаще всего 9–11-го, реже 13–15-го энергетических классов.

Литература

1. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 461 с.
 2. Романовский Н.П., Копылов М.И. Физико-механические свойства и физические поля сейсмических зон Приамурья // Тихоокеанская геология. 2004. № 5. С. 27–33.
-

О.В. Лунина, А.В. Андреев, А.А. Гладков
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ В ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ: НОВЫЙ ПОДХОД К ОРГАНИЗАЦИИ ДАННЫХ ДЛЯ ИХ АНАЛИЗА И ВИЗУАЛИЗАЦИИ

Исследование косейсмических эффектов в природной среде всегда было актуально в связи с оценкой потенциальной сейсмической опасности территорий. Со временем была создана шкала интенсивности ESI-2007, неотъемлемой частью которой являются специальные формы, предназначенные для стандартизации описания эффектов землетрясения в пункте наблюдений [1, 2]. Данная разработка является значительным шагом вперед, так как способствует более точным оценкам сейсмической опасности и созданию мирового банка данных.

Среди всех типов косейсмических эффектов, помимо сейсмогенных разрывов, особое внимание уделяется изучению особенностей проявления сейсмогравитационных движений, процессов разжижения и флюидизации, а также воронкообразных проседаний грунта. Эти эффекты оставляют следы на земной поверхности, а образованные во время землетрясений структуры со временем погребаются под толщами осадков. Их обнаружение впоследствии имеет огромное значение для решения сеймотектонических задач. Для более эффективного изучения закономерностей проявления косейсмических эффектов и использования их параметров для различных типов количественного анализа необходима специализированная база данных, которая учитывала бы особенности сбора полевой информации о деформациях, образованных как при палео- и исторических, так и при современных землетрясениях. Кроме того, важно, чтобы такая база данных могла подключаться к цифровым сеймотектоническим проектам и иметь удобный для пользователя вывод информации.

Цель настоящего доклада – представить результаты реализации второго модуля информационной системы (ИС) «ActiveTectonics», который призван интегрировать данные по косейсмическим деформациям и взаимосвязанным сейсмическим событиям. Предлагаемая нами разработка не является альтернативой мировому банку данных, который предлагается заполнять по формам ПЭЗ [1], а лишь нацелена на возможность расширения круга решаемых сеймотектонических и тектонофизических задач. Более того, она является логическим продолжением развития новой ИС, в которой первый модуль для формирования базы данных активных разломов уже создан [3].

Разрабатываемое компьютерное приложение ИС работает в среде ГИС-пакета MapInfo. В его рамках база данных по косейсмическим эффектам состоит из 10 блоков: (1) информация об эффекте, 2) геологическое строение, 3) абсолютный возраст, 4) полевые

записи, 5) характеристика пункта, 6) ассоциируемое землетрясение, 7) статистические замеры, 8) комментарии, 9) иллюстрации, 10) литература. В первом блоке интегрируются сведения по склоновым и разрывным деформациям, сейсмитам, гидрогеологическим аномалиям, воронкам-провалам, аномальным волнам и другим эффектам; приводятся сведения о точке наблюдения и общие детали строения выхода горных пород. В атрибутивных таблицах для каждой категории эффекта заполняется имеющаяся для конкретного пункта параметрическая информация. Во втором блоке описывается поинтервальное строение разреза неоген-четвертичных отложений. Третий блок объединяет сведения о возрасте отложений и деформаций, а также все данные, связанные с отбором и анализом проб. Четвертый блок содержит первичную документацию точки (пункта) наблюдения в формате Word. В пятом блоке указываются характер проявления землетрясения (короткий удар, волнообразное колебание, дрожание), направление главного удара, продолжительность сотрясения в пункте, расстояние от эпицентра, гипоцентра и сейсмогенерирующего разлома, пиковые ускорение, скорость и смещение грунта, интенсивность по шкале MSK-64 и шкале ESI-2007, параметр SUM_{spr} , характеризующий относительную степень нарушенности разреза осадочных отложений сейсмогенными деформациями, введенный в работе [4]. В шестом блоке приводится характеристика землетрясения (включая механизм очага), во время которого были образованы косейсмические эффекты в конкретном пункте. Седьмой блок включает статистические замеры элементов залегания трещин, кластических даек и других структур, если они имеются. Следующие два блока созданы для введения любых уместных комментариев и иллюстраций, а последний – для формирования списка использованной литературы.

Все атрибутивные таблицы модуля взаимосвязаны через первичный ключ, однозначно идентифицирующий косейсмический эффект. Обозначение ключа RUCЕ_1 расшифровывается следующим образом: косейсмический эффект (CE) с порядковым номером 1, возникший на территории РФ (RU). Совокупность таблиц, взаимосвязанных через данный ключ, представляет собой реляционную базу данных, которая предоставляет простой доступ к отчетам, оперативно составляемым через универсальный компьютерный язык SQL. Запросы к базе данных ИС можно формировать, используя функциональные возможности системы MapInfo. При описанной организации данных появляются большие возможности для работы с большими информационными массивами и проведения разных типов статистических и структурных анализов параметров косейсмических эффектов и особенностей их распределения в пространстве. Поскольку пункты наблюдений имеют географическую привязку, можно на основе выборок строить специализированные карты или добавлять их в проекты, созданные в среде ГИС-пакета MapInfo.

Для работы с реляционной базой данных нами разработано программное приложение «ActiveTectonics.mbx». Последнее позволяет вводить информацию через специальные окна, рассчитывать ряд параметров и получать отчет о пункте с косейсмическими эффектами в виде набора HTML страниц, где представлены все вышеописанные блоки. В веб-браузере, в отличие от первого модуля для активных разломов, отображаются только заполненные информацией строки. Важно отметить, что ИС может работать не только с входящим в комплект проектом, но и с другими проектами, созданными в ГИС-пакете MapInfo, в которых присутствуют объекты баз данных (в данном случае – косейсмические эффекты). Единственным требованием в этом случае является полное соответствие структуры таблиц (состав полей, их названия и последовательность) таблицам, используемым в ИС «ActiveTectonics» по умолчанию.

В настоящее время в рамках описываемой ИС формируется база данных по вторичным косейсмическим эффектам в природной среде, ассоциирующимся с инструментально зарегистрированными землетрясениями в период времени от 1950 г. до 2008 г. Сбор данных осуществляется для территорий северо-востока Казахстана, Монголии и Южной Сибири в пределах координат 42–62° с.ш. и 80–124° в.д. Заполнение

ряда параметров базы данных для этого региона позволило установить соотношения, связывающие параметры землетрясений (магнитуду по поверхностным волнам (M_S) и эпицентральной интенсивность (I_0) в баллах шкалы MSK-64) и максимальные расстояния от эпицентра ($R_{e\max}$), гипоцентра ($R_{h\max}$) и сейсмогенерирующего разлома ($R_{f\max}$) до места локализации вторичных косейсмических эффектов [5].

Таким образом, второй разработанный модуль ИС представляет собой унифицированный инструмент для создания баз данных по косейсмическим эффектам в природной среде, которые могут использоваться для решения широкого круга сеймотектонических, инженерно-сейсмологических и тектонофизических задач.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00072_а, 12-05-91161-ГФЕН_а).

Литература

1. Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audermard F., Azuma T., Clague J., Commerci V., Gurbinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007 // Memorie descriptive della carta geologica d'Italia, 2007. V. LXXIV. 50 p.

2. Татевосян Р., Рогожин Е., Гверрери Л., Микетти А.М., Серва Л., Виттори Э. Эффекты землетрясения в природной среде (ЕЕЕ) и оценка интенсивности: проект шкалы INQUA // Исследования по сеймотектонике и современной геодинамике. М.: ИФЗ РАН, 2006. С. 149–174.

3. Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А. Систематизация активных разломов для оценки сейсмической опасности // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 49–60.

4. Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. Локализация эпицентра землетрясения доинструментального периода на основе количественного анализа косейсмических деформаций в рыхлых отложениях // ДАН. 2011. Т. 438, № 4. С. 543–549.

5. Андреев А.В., Лунина О.В. Параметры землетрясений и пространственное распределение косейсмических эффектов на юге Сибири и в Монголии // Вопросы инженерной сейсмологии (в печати).

А.В. Михеева, П.Г. Дядьков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирск, Россия

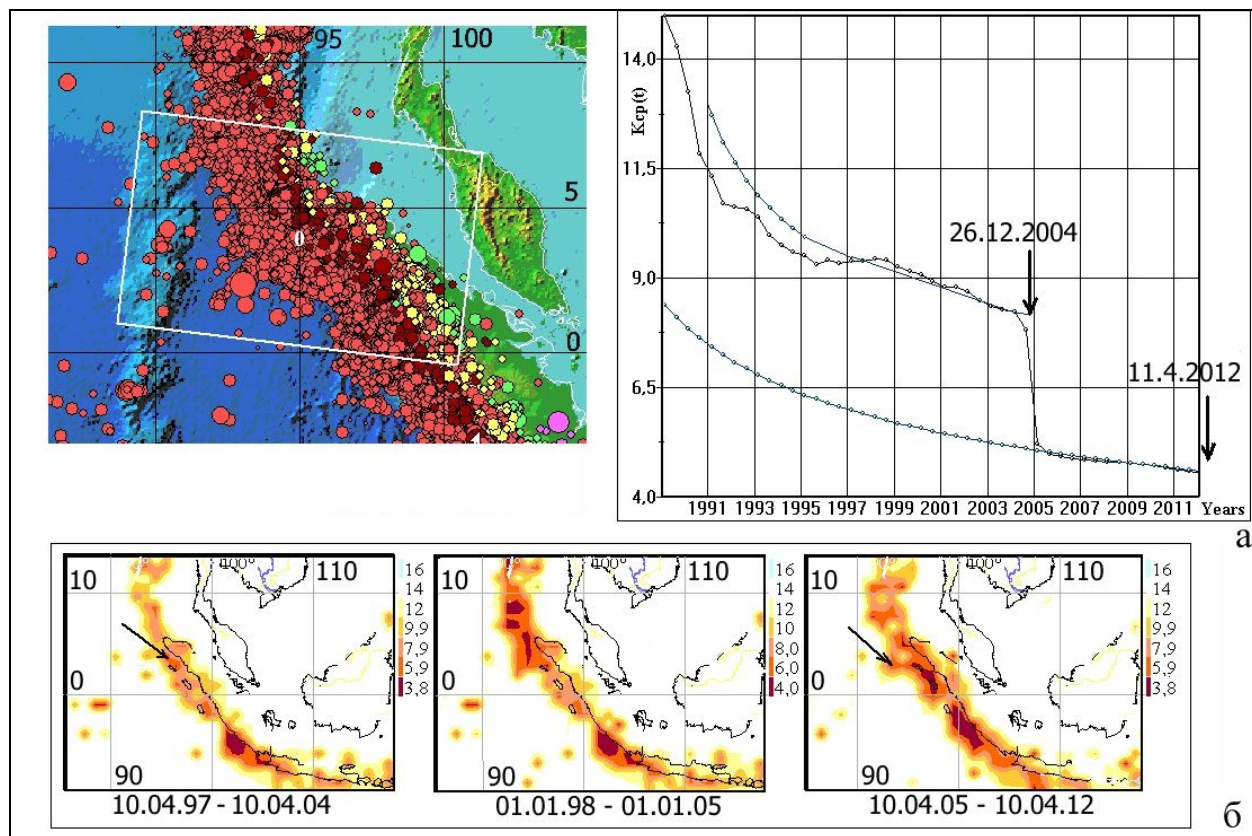
АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА С ПОМОЩЬЮ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ЕЕДВ

В докладе представлена наукоемкая геоинформационная система ЕЕДВ («Экспертная база данных землетрясений»), разработанная для решения широкого круга геофизических задач по исследованию сейсмогеодинамического режима. Логическая структура ЕЕДВ представляет собой совокупность взаимодействующих друг с другом программных блоков: системы управления сейсмологической базой данных, географической системы и системы анализа сейсмологической информации.

Сейсмологическая база данных (БД), являющаяся информационным фундаментом системы, содержит 63 каталога исторических и современных землетрясений. Процесс преобразования первоначальных каталогов состоит в выборе подмножества землетрясений с учетом следующих параметров выборки: выбор из списка и активизация требуемого каталога, задание диапазонов времени, магнитуды, пространственной области и т.д. Затем при необходимости осуществляется динамическое удаление афтершоковых землетрясений, при этом выбирается один из алгоритмов этой операции и задаются требуемые характеристики расчета (пространственно-временные параметры, пороговые значения и т.д.).

Географическая система использует технологию «теневого подсветки» растрового изображения рельефа для создания цифровой географической карты выбранной области.

3D-эффект обеспечивается методом последовательной триангуляции и вычислением яркости каждого треугольника в соответствии с ориентацией его плоскости по отношению к углу падения светового луча. Для конструирования карт различного масштаба используются глобальные базы данных рельефа различного разрешения (GTOPO-30 и SRTM-90) [1]. Затем на рельефное изображение накладываются векторные линии и текстовые пояснения.



Временное кумулятивное (а) и пространственное (б) распределение плотности сейсмических разрывов K_{cp} в периоды подготовки Суматро-Адаманских мегаземлетрясений

(отмечены стрелками: 26.12.2004 г., $M=9.0$ и 11.04.2012 г., $M=8.6$). Экспериментальный график изменения $K_{cp}(t)$ сопоставлен с теоретической кривой равномерного приращения длин трещин (а). Исследуемая зона подготовки событий отмечена рамкой на карте слева.

Система анализа информации включает в себя методы и алгоритмы решения задач геоинформационного анализа сейсмологических данных. Подсистема первого уровня анализа состоит из процедур оценки полноты и представительности каталогов землетрясений. Следующий уровень исследования связан с расчетом и визуальным анализом множества сейсмических характеристик и содержит два программных блока: графический и картографический. Графические методы исследования включают в себя построение гистограмм и графиков различных зависимостей, например поведения угла наклона графика повторяемости $b(t)$ или параметра плотности сейсмогенных разрывов (концентрационного критерия $K_{cp}(t)$) [2]. Как известно [2], резкое падение значений $K_{cp}(t)$ является одним из прогностических признаков подготовки разрушительного землетрясения. Исследования поведения графика $K_{cp}(t)$ показали, что периоды стабилизации («выполаживания») кривой закономерно сменяются периодами скачкообразного ступенчатого или резкого единоразового падения значений графика (рисунок), что позволяет отнести последнее к прогностическим критериям (в совокупности с другими признаками). Пологий ход графика в период подготовки сильного землетрясения может свидетельствовать об увеличении жесткости среды в зоне

его подготовки. Пространственное распределение плотности сейсмических разрывов K_{cp} в периоды подготовки Суматро-Адаманских мегаземлетрясений также демонстрирует стабильность относительно слабого сейсмического процесса по крайней мере за семь лет до будущего события в ближней зоне их подготовки (см. периоды 1997–2004 гг. перед событием 26.12.2004 г. и 2005–2012 гг. перед событием 11.04.2012 г. При этом мегасобытия 2004–2005 гг. (вошедшие в представленный период 1998–2005 гг.) отражают заметное увеличение сейсмической активности (резкое нарастание плотности разрывов) в районе северного окончания о. Суматра, охватывающее исследуемую зону (рисунок).

Исследования поддержаны грантом РФФИ 10-05-01042-а, программой Президиума РАН 4.1, междисциплинарными проектами СО РАН 44, 114, 133, 20, интеграционным проектом 61, программой 7 Отделения наук о Земле РАН.

Литература

1. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. 1997. V. 26. №. 277.
2. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.

А.Е. Молчанов

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

СЕЙСМИЧНОСТЬ И РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ КАК ОСНОВНЫЕ СТОРОНЫ ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Процесс разрушения разломных зон имеет три неотъемлемые стороны, а именно, деформирование, разломообразование и сейсмичность. Совокупность этих показателей является основным признаком развития процесса разрушения земной коры. Из всех составляющих сторон этого процесса наименее доступным для изучения и анализа является процесс разломообразования, поэтому возникает необходимость установить связь этой стороны с другими характеристиками наблюдений, какими являются деформации и сейсмичность. Можно, например, сопоставить процессы разломообразования и сейсмичности либо сопоставить все три стороны процесса разрушения. Важно всегда иметь в виду неразрывную связь характеристик между собой.

Для расширения возможностей сопоставления построена модель процесса разрушения земной коры и проведено исследование временного хода и пространственного распределения важнейших параметров сейсмотектонического процесса [1–5]. В весомой среде с плотностью ρ , модулем сдвига μ_0 и коэффициентом Пуассона ν , находящейся в поле силы тяжести с ускорением g , имеется не ограниченный по простирацию плоский разлом. Разлом моделируется проникающим от дневной поверхности на глубину h среды разрывом смещения. Вводится прямоугольная система координат, начало которой совмещено с разрывом, выходящим на дневную поверхность, свободную от действующих нагрузок. Ось x направлена в глубь Земли, ось y – по нормали к плоскости сместителя, а ось z – вдоль линии разрывного нарушения.

Напряженное состояние среды $\sigma'_{ij} = \sigma_{ij}^{\infty} + \sigma_{ij}$ определяется аномальными возмущающими напряжениями σ_{ij} , обусловленными разрывом смещения, а регулярное состояние среды $\sigma_{ij}^{\infty} = \sigma_{ij}^t + \sigma_{ij}^g$ характеризуется действием тектонических и гравитационных сил. Тектонические силы включают напряжения сдвига $\tau'_{yz} = \tau_{\infty}$ и сжатия $\sigma'_y = -\sigma_{\infty}$, а воздействие поля силы тяжести создает в массиве горных пород состояние

гравитационного сжатия $\sigma_x^g = -\rho gx$. Напряжение бокового распора определяется соотношением $\sigma_y^g = \eta \sigma_x^g$, где $\eta = \nu / (1 - \nu)$, $0 \leq \eta \leq 1$ – коэффициент бокового распора [4–6]. Компоненты тензора начальных напряжений имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}\sigma_x^\infty &= -\rho gx, \\ \sigma_y^\infty &= -(\sigma_\infty + \eta \rho gx), \\ \sigma_z^\infty &= \nu(\sigma_x^\infty + \sigma_y^\infty), \\ \tau_{yz}^\infty &= \tau_\infty, \quad 0 \leq x < \infty, \quad -\infty < y < \infty.\end{aligned}$$

Относительному проскальзыванию поверхностей разрыва препятствуют силы сухого трения. Контактующие берега разрыва взаимодействуют по закону трения Кулона со сцеплением $\tau'_{yz} = \tau_f = (k_0 - f\sigma'_y) \operatorname{sgn} \tau_\infty$, $\sigma'_y < 0$, τ_f – напряжение трения на поверхности разрыва, f – коэффициент трения, k_0 – сцепление, $\sigma'_y = \sigma_y^\infty$ – литостатическое давление горных пород. Параметром нагружения служит напряжение $\tau_a = \tau_\infty - k_1$, $k_1 = (k_0 + f\sigma_\infty) > 0$.

Особое значение имеет физическая интерпретация области разрушения на краю разрыва. Эта область полуразрушенного материала разделяет сплошной материал среды и открытый разрыв. Представим зону разрушения размером d в виде продолжения разрыва касательного смещения. На берегах разрыва в зоне действует постоянная сила предельного сцепления $\tau_s = -\tau_0 \operatorname{sgn}[\dot{w}]$, характеризующая сопротивление проскальзыванию. Общий размер разлома вместе с зоной разрушения определяет полную глубину поверхности скольжения $l = h + d$ и соответствует положению источника излучения сейсмических волн.

В работе применен принцип суперпозиции, так что возмущенные значения смещения и напряжения отсчитываются от регулярного состояния. В этом случае вектор смещения имеет лишь одну отличную от нуля компоненту $w(x, y)$, направленную вдоль оси z , а напряженное состояние будет характеризоваться двумя компонентами тензора напряжения $\tau_{xz}(x, y)$ и $\tau_{yz}(x, y)$. В упругой среде напряжения удовлетворяют закону Гука. Решение поставленной задачи получено на основе работ [2–5].

Примем, что подвижка, т.е. величина относительного смещения бортов разлома при проскальзывании, служит количественной мерой деформационного процесса в зоне разрушения, а характеристика хрупкой прочности определяется величиной смещения δ_* . Тогда условие, при котором зона разрушения начинает развиваться, имеет вид:

$$[w(x, 0, z, t)] = \delta_*, \quad x = h(t).$$

Используя условия прорастания разлома, можно получить уравнение для определения зависимости глубины разлома от времени, зависящее от безразмерных параметров: критической подвижки $\Delta = \mu_0 \delta_* / \tau_0 L$, напряжения $\tau^\infty = \tau_\infty / \tau_0$, сцепления $k = k_1 / \tau_0$.

Влияние физических параметров на условия устойчивости аналогично случаю идеальной хрупкости [2–6]. Кривая устойчивости имеет две ветви – ниспадающую, характеризующую неустойчивость разрыва, и восходящую – для устойчивых разрывов. Эти ветви разделены критической точкой минимума. Область, лежащая выше кривой устойчивости, отвечает динамическому разломообразованию. При параметрах, соответствующих этому состоянию, происходит катастрофическое тектоническое землетрясение.

Если не учитывать динамический аспект роста разрыва, то в рамках квазистатического приближения изображающая эти состояния точка мгновенно переходит из одного устойчивого положения в другое, при котором глубина разрыва будет больше.

Вовсе не приводит к землетрясениям случай тектонической нагрузки, меньшей τ_{\min} , при любых допустимых значениях начальной глубины разрыва. Землетрясения также не может быть, если начальная глубина разлома будет больше h_{\min} при нагрузках, превышающих τ_{\min} .

Более интересен случай, когда трещина недогружена до предельного состояния. Изображающая начальная точка (τ_0^∞, h_0) находится ниже кривой предельного равновесия $\tau^*(h_0, \Delta)$. В вязкоупругой среде разрыв в начальном устойчивом состоянии не может оставаться неподвижным. С течением времени часть уравнения, учитывающая вязкость, окажется достаточно большой даже при малых нагрузках, так что условие разрушения выполнится. Время, необходимое для этого, зависит от соотношения между параметрами разлома и полем тектонических напряжений. Величинами, определяющими сеймотектонический портрет события, являются значения глубины разрыва h_0 , тектонического напряжения τ_0^∞ и критической подвижки Δ_0 . В зависимости от их соотношений между собой реализуется конкретный сценарий процесса разрушения.

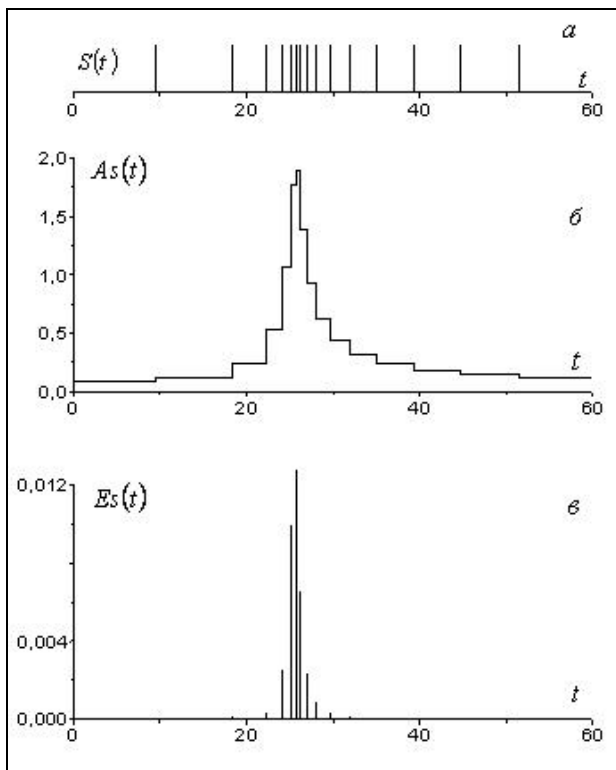


Рис. 1. Временной ход сейсмичности (а) и сейсмической активности (б). Зависимость от времени излучаемой энергии в сейсмическом импульсе (в).

Зафиксируем глубину разрыва h_0 , трещиностойкость Δ_0 и рассмотрим последовательно возможные варианты событий при возрастающих значениях активного напряжения $\tau_0^\infty - k$. При значениях $\tau_0^\infty - k \leq 0$ действующего тектонического напряжения недостаточно, чтобы преодолеть жесткое сцепление и осуществить проскальзывание бортов любого разрыва. В этом случае разрушения нет, разлом ничем себя не проявляет. Регулярный региональный тектонический процесс не "замечает" исследуемый разлом [2–4]. При более высоком уровне потенциальной энергии тектонических деформаций, в диапазоне напряжений $0 < \tau_0^\infty - k \leq h_0$ разлом активизирован частично. Зона разрушения здесь отсутствует, и условие разрушения не может быть поставлено. В этом случае глубина ожившей части разлома остается неизменной, а проскальзывание осуществляется с постоянной

скоростью – происходит асейсмичный крип, обусловленный вязкостью массива горных пород. Натурная сейсмичность этого уровня может носить слабый хаотичный характер, определяемый случайными актами разрушения неровностей на бортах разлома.

Сеймотектонические процессы. Если тектоническое напряжение превышает минимальное значение, то зона скольжения захватывает всю поверхность разлома и имеется возможность подвижки бортов не только вследствие вязкого крипа, но также за счет образования новой поверхности трещины [2–6]. Тогда в интервале напряжений

$h_0 < \tau_0^\infty - k < \tau_{\min}$ реализуется процесс устойчивого разрушения, сопровождаемый роевой сейсмичностью.

Наибольший интерес представляет эволюция сейсмогенного разрыва с этапом неустойчивого разломообразования [2–5]. Землетрясение неминуемо произойдет, если начальная глубина разлома будет меньше критической $0 \leq h_0 < h_{\min}$, а тектонические напряжения заключены в пределах $\tau_{\min} < \tau_0^\infty - k < \tau^*(h_0, \Delta_0)$.

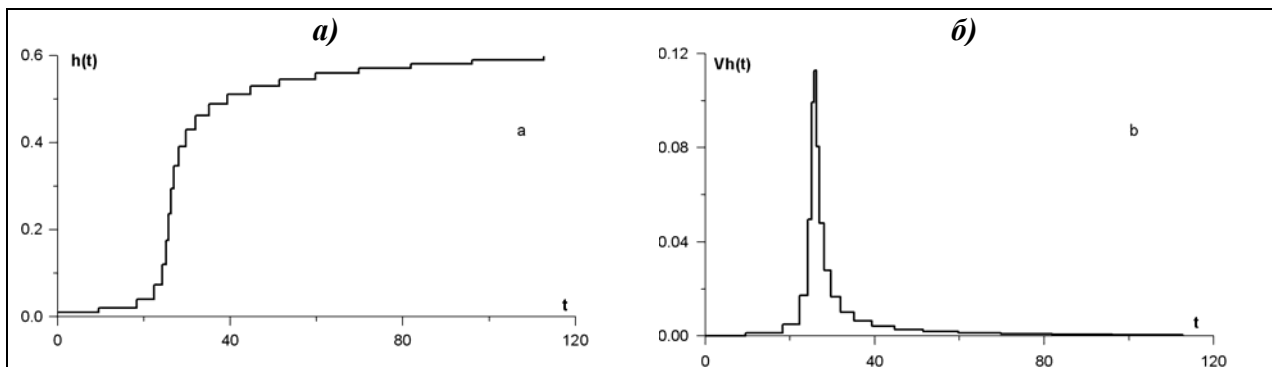


Рис. 2. Зависимость глубины проникновения корня разлома (а) и скорости разломообразования (б) от времени.

В соответствии с приведенной выше схемой для параметров разрыва: $h = 0.01$; $\Delta = 0.1$; $\tau^\infty = 0.7$ были выполнены расчеты временного хода сейсмичности $S(t)$ и сейсмической активности $As(t)$. При графическом представлении этих характеристик необходимо подчеркивать дискретный характер сейсмических событий. Интересно построить зависимость интервалов времени между сейсмическими событиями от времени. По сути, рис. 1, а, есть график сейсмичности на разрыве $S(t)$. Здесь каждая вертикальная черта обозначает сейсмическое событие и момент его наступления. Обозначим через $dt(t)$ период крипа или интервал между сейсмическими событиями, тогда обратную величину $As(t) = 1/dt(t)$ можно назвать скоростью изменения сейсмичности, или сейсмической активностью. Иначе говоря, сейсмическая активность есть частота наступления сейсмических событий. Из графика на рис. 1, б, видно, что в начале тектонического процесса и в конце его сейсмическая активность понижена по сравнению с серединой процесса.

Обычно при использовании каталога местных землетрясений для повышения информативности графика сейсмичности, ординату представляют в долях сейсмической энергии, магнитуды и т.д. В соответствии с этим на рис. 1, в, представлена зависимость от времени излучаемой энергии в сейсмическом импульсе при землетрясениях. В качестве энергетического параметра используется величина, пропорциональная квадрату скорости испарывания. Видно, что на начальном (форшоковом) и на заключительном (афтершоковом) этапах сеймотектонического процесса распределение сейсмической энергии импульсов близко к нулю, следовательно, энергетическая значимость этих событий мала.

Аналогично можно показать зависимость роста глубины разломов от времени – процесс разломообразования (рис. 2). При изучении хода разломообразования дискретность процесса поглощения зоны разрушения также имеет место. Полученные графики временного хода проникновения корня разлома в глубину и скорость этого продвижения можно сопоставить с данными сейсмичности при одних и тех же значениях параметров процесса.

Таким образом, реализация конкретного типа тектонического процесса, включающего региональное деформирование, крип и сеймотектоническое деформирование, зависит от соотношения уровня действующих тектонических напряжений сжатия и сдвига и сил сопротивления, а именно, трения на разрыве и трещиностойкости. Модель тектонического деформирования позволяет проанализировать процесс целиком, от начального состояния, включая этапы, соответствующие землетрясениям, а также этапы затухания тектонической активности. Все процессы, сопровождающие разрушение земной коры, следует изучать в комплексе. В то же время более подробно можно рассматривать ту сторону процесса разрушения, которая для того или иного исследователя является субъективно более привлекательной.

Литература

1. Костров Б.В., Никитин Л.В., Флитман Л.М. Механика хрупкого разрушения // Изв. АН СССР. Механика твердого тела. 1969. № 3. С. 112–125.
 2. Молчанов А.Е. Процессы разломообразования и сейсмичность сдвиговых зон // Физика Земли. 1993. № 9. С. 12–26.
 3. Молчанов А.Е. Деформационные характеристики зон сдвиговых разломов // Физика Земли. 2000. № 11. С. 40–56.
 4. Молчанов А.Е. Трещина продольного сдвига под свободной поверхностью как модель очага землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 8. С. 26–34.
 5. Молчанов А.Е. Процессы активизации заглубленных тектонических разломов // Физика Земли. 2003. № 9. С. 65–81.
 6. Шерман С.И., Молчанов А.Е., Адамович А.Н., Саньков В.А. Неравномерность проявления сейсмической активности в сдвиговых зонах // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 3–13.
-

М.М. Немирович-Данченко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

РАЗРУШЕНИЕ СДВИГОМ И ОТРЫВОМ В НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧАХ ГЕОДИНАМИКИ

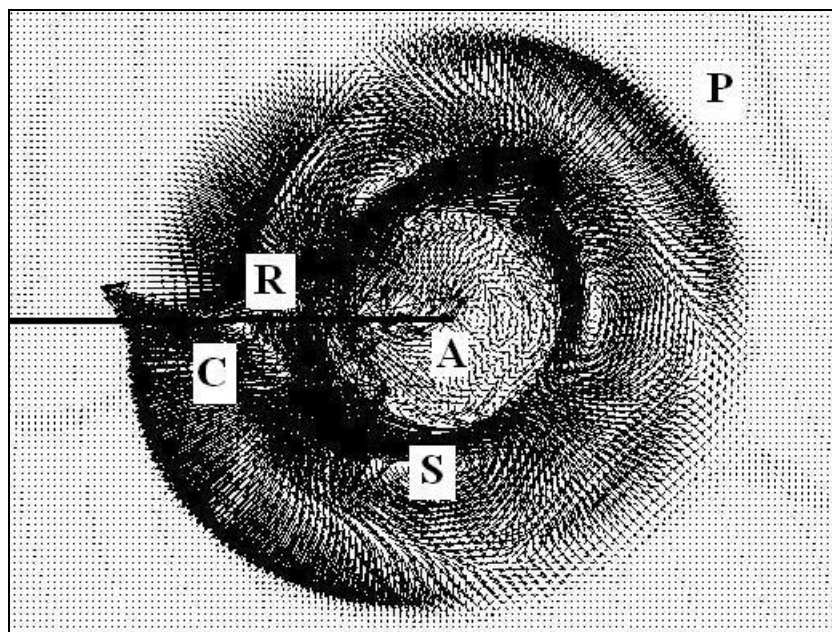
При изучении землетрясения обычно исходят из предположения о чисто сдвиговой модели очага [1]. В этом случае нодальные линии взаимно перпендикулярны. Однако изучение характера первых вступлений на сейсмограммах землетрясений показывает, что нередко знаки «+» (волна сжатия по одну сторону сдвиговой подвижки) преобладают над знаками «-» (волна растяжения). С другой стороны, сейсмологический анализ зачастую дает неперпендикулярные нодальные линии без явно выраженной области пересечения.

Было высказано предположение [2], что дополнительными источниками волн сжатия являются отрывные нарушения сплошности в очаге сдвигового (в основном) типа. Наличие неровностей на берегах разрыва приводит к раздвиганию берегов разрыва при сдвиговой подвижке, то есть к возникновению трещин отрыва, что, в свою очередь, приводит к изменению характера нодальных линий. Кроме того, раздвигание берегов разрыва приводит к дилатансии. Для анализа описанных явлений в работе О.Г. Шаминой с соавторами [3] на физических моделях были проведены исследования сдвиговых подвижек типа stick-slip. В результате обработки данных лабораторных экспериментов на образцах плексигласа с наведенной (готовой) трещиной в [3] показано наличие отрывной компоненты при распространении разрыва; приведены сейсмограммы и функции направленности, при этом спектры Фурье для сейсмических записей не анализируются. В то же время спектральный анализ на сегодняшний день является одним из нескольких общепринятых инструментов исследования и описания сейсмических событий.

Ранее автором на основе конечно-разностного моделирования в рамках модели гипопругой хрупкой среды с использованием метода раздвоения точек сетки были

получены волновые поля скоростей смещений, излучаемые при росте трещин отрыва и сдвига [4]. Было показано, что берега наведенной трещины раздвигаются при чисто сдвиговом нагружении, а функции направленности сейсмического источника существенно отличаются от общепринятых.

В настоящей работе с использованием методологии, изложенной в [4], рассчитываются волновые поля векторов скоростей смещений, излучаемые из вершины наведенной трещины при чистом разрыве (трещина I типа) и чистом сдвиге (трещина II типа). Показывается различие амплитудных спектров Фурье для сейсмических полей от таких трещин.



Волновое поле векторов скоростей смещений при росте трещины сдвига.

Трещина выделена жирной линией, ее вершина – А. Обозначены фронты излучаемых волн: Р – продольной, S – поперечной, С – конической и R – волны Рэлея.

Для описания трещин автором предложен метод раздвоения точек сетки. Этот метод предполагает в самом начале построения расчетной области и разбиения области на расчетные ячейки наличие нескольких Лагранжевых расчетных сеток, совмещенных в начальный момент времени. При задании готовой (наведенной) трещины точки одной сетки будут относиться к одному берегу трещины (рисунок), а точки другой сетки – к другому берегу. В двумерном случае для определения исходной модели, состоящей из отдельных квадратов (то есть с готовыми трещинами по всем сеточным линиям), необходимо иметь четыре Лагранжевых расчетных сетки. Модельные расчеты показывают, что берега трещин при использовании данного алгоритма правильно «работают» на сжатие и растяжение.

Анализ векторных полей смещений для трещин сдвига позволяет утверждать, что в излучении сразу присутствует вертикальная (отрывная) компонента скорости смещения, что значительная энергия распространяется вдоль нижнего берега трещины в сторону, противоположную росту трещины. На рисунке приведено векторное поле скоростей смещений, излучаемое при росте трещины сдвига из ее вершины А. Выделяются продольные и поперечные волны, с центром излучения в вершине А. Вдоль берегов разрыва в сторону, противоположную росту, распространяются коническая (головная) волна и волна Рэлея.

По результатам численного моделирования с использованием метода раздвоения точек сетки показано, что при сдвиговом нагружении образца с наведенной трещиной

происходит разрушение по типу «сдвиг с отрывом». При излучении упругих волн явно выраженной является вертикальная, отрывная компонента векторов скоростей смещений, которая раздвигает берега трещины. Временной амплитудный спектр Фурье рассчитанных трасс содержит все характеристики, характерные для очаговых спектров и применяемые для анализа механизмов очагов.

Работа выполнена при поддержке СО РАН, междисциплинарный проект № 127.

Литература

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 520 с.
 2. Аптекман Ж.Я., Желанкина Т.С., Шебалин Н.В. Положение плоскости разрыва в очагах некоторых сильных землетрясений // Вычислительная сейсмология. Вып. 11. М.: Наука, 1978. С. 72–81
 3. Шамина О.Г., Павлов А.А., Ханутина Р.В. Особенности излучения волн сжатия и растяжения сдвиговым разрывом // Физика Земли. 1979. № 11. С. 13–27.
 4. Немирович-Данченко М.М. Модель гипопругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения горных пород // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1, № 2. С. 107–114.
-

А.А Никонов

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

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ XVII–XVIII ВВ. В РЕГИОНЕ «ПРИБАЙКАЛЬЕ»

Основной, до сих пор служащий базовым каталог исторических землетрясений – это «Новый каталог...» [1]. В разделе «V. Прибайкалье» он содержит за XIX в. 36 событий, за XVIII в. – 8 событий (с 1725 г. по 1792 г.), за XVII в. – ни одного. Ясно виден дефицит событий в каталоге за ранние века. Понятно, что это связано не с отсутствием событий, а с отсутствием у составителей сведений о них. Последнее обусловлено как объективными причинами, так и отсутствием ранее целенаправленных поисков исторических источников с учетом резко возросших в XX в. и требований, и возможностей. Работа с историческими источниками после выхода в свет [1] проводилась С.И. Голенецким [2, 3], А.В. Чипизубовым [4], Я.Б. Радзиминовичем и А.В. Щетниковым [5], что дало результаты, хотя текущие уточнения и дополнения в общероссийские параметрические каталоги не попадали. Причина кроется, по-видимому, в отсутствии в стране структуры, ответственной за учет и системное пополнение каталогов в их исторической части.

Автор свыше 30 лет занимается, среди прочих исследований, и сбором первичных сведений по землетрясениям в разных частях бывшего СССР и на пограничных территориях. В папке под названием «Сибирь» за это время скопились десятки сведений из различных летописей, реестров, донесений, описаний путешественников и местных служилых людей, из газет и т.п. Еще до появления новых работ исследователей-сибиряков автор обратил внимание на неполноту каталога по Сибири и возможности его усовершенствования по вновь обнаруживаемым забытым публикациям и другим редким источникам [6]. Среди накопленных автором материалов некоторые теперь, в той или иной мере, независимо стали известны и специалистам по Сибири, но осталось немало и таких, которые до сих пор неизвестны или не востребованы. В авторском реестре числятся сведения разного объема, качества и ценности, по нескольким землетрясениям XVII в. и не менее чем по 30 событиям XVIII в., в том числе по отсутствующим в каталогах. Кроме того, и по известным событиям имеются дополняющие данные, пригодные для уточнения характеристики событий и уточнения их параметров. Дополнительные, еще не

востребованные сведения по первой половине XIX в. не столь многочисленны. Откладывать дальше введение этого массива данных в оборот неоправданно. В настоящем сообщении сначала приводятся обработанные, хотя и ограниченные, но важные сведения по землетрясению конца XVII в.

В книге [7] опубликованы записки двух иностранцев (первая публикация в Европе в 1703 г.), посланных от московского царского двора в Китай с дипломатической миссией. Один из посланных – И. Идес – упомянул о землетрясении следующим образом: «В то время как я здесь спокойно отдыхал, однажды вечером, около 9 ч произошло сильное землетрясение, так что дома в городе зашатались, и в течение часа было три толчка, но землетрясение не причинило особого вреда» [7, с. 145]. Это описание относится к промежутку времени 19–26 марта 1693 г., когда И. Идес находился в Удинске (ныне г. Улан-Удэ, Забайкалье), или до 6 апреля (ст. ст.), когда оба посла убыли из Удинска по пути в Китай. Настоящий первоисточник – это публикация в периодическом издании «Древняя Российская Вивлиофика», в котором найден текст под названием «Путешествия и Журнал по указу Великих государей Царей и Великих князей Иоанна Алексеевича и Петра Алексеевича, отправленного из Москвы в Китай господина Эбергарда Избраннедеса, Посланником в 1692 г., марта 14 дня». В документе читаем: «1693 г. от Р.Х. ... марта в 19 день пришли в г. Удинский, который лежит на высокой горе и хорошим Кремлем укреплен. Большая половина тамошних обывателей живут под горою у реки Уды, которая от сего места расстоянием на две версты к востоку в р. Селенгу впала. В бытность мою в том городе было трясение земли, которое все двory подняло(сь) с час места; не токмо в таком кратком времени трожди так крепко и жестоко затряслось, что мы немало потревожены были, и хотя разорения никакова в городе не случилось, однако ж страху было довольно ... Я поехал апрель 6 дня». Нет никакого сомнения в том, что речь идет о крепости «Верхнеудинский» (существовала с 1689 г., с 1775 г. – это город Удинск, ныне Улан-Удэ) и времени между 20 марта и 5 апреля, ближе к середине интервала, т.е. 28 марта (± 8 дней, ст. ст.). Время вечернее, местное 21 ч (± 1 ч.).

Из текста первоисточника [8] узнаем о том, что «город» (на самом деле крепость и казачье поселение при ней) Удинск располагался в основном внизу (не на возвышенном месте, где стояла крепость и могло быть местное усиление колебаний), что толчок (толчки?) ощущался (ощущались) во всем городе («все двory», значит не в крепости!), сотрясения (трижды!) были весьма сильны («крепко и жестоко»). Можно не сомневаться, что в то время в лесистой местности строения были бревенчатые, которые, как известно, гораздо слабее подвержены колебаниям и повреждениям [9]. Но даже в таких домах испуг был общий («страху довольно»). Слова о том, что землетрясение «все двory подняло(сь) с час места» можно интерпретировать как переполох в домах и, возможно, обитатели выбегали во двory. О повреждениях в домах судить невозможно, но обошлось без разрушений («разорения никакова»). Несмотря на ограниченность сведений, пределы интенсивности колебаний можно оценить – не более VII и не менее VI баллов (по шкале MSK-64). В бревенчатых домах не только трубы, но и печи вполне могут и при VI–VII баллах остаться неповрежденными или незначительно пострадать, что текстом сообщения вполне допускается. Косвенно о силе сотрясений свидетельствует и выражение «крепко и жестоко затряслось» применительно к происходившему в бревенчатых домах. Силу самого сильного из трех толчков в Удинске определяем в VI–VII, возможно до VII баллов, но не более VII–VIII баллов. Вместе с тем нет оснований принимать, что город оказался в эпицентральной зоне. Сделанные автором несколько лет назад определения параметров [10], скорее всего, можно будет уточнить с учетом дополнительных сведений из других источников.

Специального внимания заслуживает также другое раннее землетрясение, названное «Великим Восточно-Сибирским» [1]. Ему в базовом каталоге приданы параметры: 1725 г., 1 февраля (н. с.); 11 ч; (56.5° с.ш., 118.5° в.д.); $h=?$ (0–50); $M=(8.2)$; $I_0=(11)$. Параметры, как видно, выведены неуверенно. Историческими сведениями

(первоисточником) служат записи о землетрясении натуралиста Даниила Готлиба Мессершмидта, пережившего землетрясение в Чите и упомянувшего об ощущении другими сильного землетрясения в острогах Еравнинском, Телембинском к северо-западу от Читы, Нерчинском – к востоку, а также в г. Иркутске. Максимальная сила толчка сколько-нибудь определенно устанавливается только по личным наблюдениям Мессершмидта в самой Чите – это VII баллов или слегка больше. Другой использованный авторами раздела в [1] источник – это рассказ 98-летнего старика из г. Нерчинска, записанный и сообщенный в 1779 г. за «с лишком 80 лет до того» [1, с. 501]. О других землетрясениях, в том числе о бывшем, как следует из сведений Д.Г. Мессершмидта, в Нерчинске 1 февраля 1725 г., т.е. за 54 года до рассказа (а не за >80!), «здесь старик и никто не помнит». Значит, по меньшей мере, нет оснований считать это землетрясение в Нерчинске сколько-нибудь памятным, т.е. сильным, скажем, >IV–V баллов. Несмотря на несогласование сообщенных нерчинским старожилом сведений (в отношении давности, а также месяца и часа) о событии с таковыми в Чите и окрестностях в 1725 г., авторы раздела «V. Прибайкалье», отметив расхождения, сочли возможным «также с известной осторожностью» отнести указанный рассказ старика к событию 1725 г. В чем проявилась осторожность, неясно. Между тем сомнения велики. Фактически, оставаясь на почве фактов, для параметризации ощущавшегося Д.Г. Мессершмидтом 21 января 1725 г. (ст. ст.) землетрясения и ранее и теперь можно использовать исключительно сведения из пяти пунктов в ЮВ Прибайкалье. Остальное – это *предположение* В.П. Солоненко о расположении эпицентра на месте мощной и молодой Чина-Вакатской палеосейсмодислокации в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны на удалении от Читы 600 (!) км. Ныне по ряду фактов и соображений (для рассмотрения которых здесь нет места) предположение В.П. Солоненко и авторов раздела в [1] невозможно признать состоятельным, и, соответственно, нельзя принять предложенные ими параметры события 1725 г. Эпицентральную зону землетрясения 01.02.1725 г. следует искать вблизи Читы, и интенсивность в эпицентре в таком случае трудно допустить превышающей VIII баллов.

Общий вывод методологического характера состоит в том, что на протяжении XX столетия имела место недооценка большинством сейсмологов событий исторического прошлого. Выпуск издания [1] имел и имеет неоценимое значение, недаром он стал и остается базовым. Но, как показывает опыт работы с историческими источниками во многих регионах бывшего СССР, в названном, базовом, издании немало неточностей, упущений и пробелов. Давно пришло время предпринять целенаправленные, на профессиональной основе, усилия по систематическому усовершенствованию региональных каталогов землетрясений прошлого. Начать можно с публикации и полноценной обработки собранных из редких, забытых источников фактических сведений о землетрясениях в Байкальском регионе в 1693*, 1700*, 1719*, 1721*, 1725, 1734*, 1741*, 1742, 1755*, 1759*, 1765*, 1767*, 1768*, 1769, 1770*, 1771, 1772, 1776*, 1782*, 1783*, 1785*, 1787*, 1788*, 1789*, 1793*, 1795*, 1796*, 1800* гг. и др. (* – событие отсутствует в Новом каталоге [1977]). Это будет способствовать расширению базы сейсмологических построений и оценок в регионе.

Литература

1. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен по 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
2. Голенецкий С.И. О некоторых сильных землетрясениях первой половины XIX в. в Восточной Сибири // Землетрясения в СССР в 1990 году. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 126–131.
3. Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. Иркутск: «Имя», 1997. 94 с.
4. Чипизубов А.В. Забытое сильное ($M \geq 7$) землетрясение 3 марта 1859 года в Восточном Саяне // Развитие сейсмологических и геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Иркутск, 1988. С. 29–30.

5. Радзиминович Я.Б., Щетников А.А. Сильное землетрясение 8 марта 1829 г. на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны: уточненные данные // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 42–50.

6. Никонов А.А. Проблема представительности и качества каталогов землетрясений Сибири и Дальнего Востока // Геологическая среда и сейсмический процесс. Иркутск, 1997. С. 127–128.

7. Идес И., Бранд А. Записка о русском посольстве в Китай 1692–1695. М.: Наука, 1967. 404 с.

8. Путешествия и Журнал по указу Великих государей Царей и Великих Князей Иоанна Алексеевича и Петра Алексеевича, отправленного из Москвы в Китай господина Эбергарда Избраннедеса, Посланником 1692 г., марта 14 дня // Древняя Российская Вивлиофика. СПб., 1789. Ч. 8. С. 360–475.

9. Радзиминович Я.Б. Сейсмостойкость одноэтажных деревянных домов традиционной сибирской постройки // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XIX Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 2001. С. 207–209.

10. Мокрушина Н.Г., Никонов А.А., Флейфель Л.Д. Сейсмический казус: «Уральское» землетрясение 1693 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 3. С. 57–62.

А.А. Никонов, Н.С. Медведева, С.В. Шварев, Л.Д. Флейфель
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РЕСПУБЛИКЕ ТЫВА: СТОЛЕТНИЙ ПРОЦЕСС И СОБЫТИЯ 2011–2012 ГГ. В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ

Два мощных всплеска сейсмической активности в Республике Тыва с главными событиями 27.XII.2011 г., $M=6.7$, и 26.II.2012 г., $M=6.8$, представляют очередной пример особенного и непредвиденного развития событий. Главные особенности Тывинских землетрясений 2011–2012 гг. состояли в следующем:

1. Они произошли в местности, столетиями не выделявшейся сейсмической активностью, имели $M=6.7$ и $M=6.8$.

2. Событие представлено двумя близкими по магнитуде и времени толчками (со шлейфом афтершоков каждый).

3. Сейсмический процесс в виде главных толчков и их афтершоков (в том числе с $M=5.0–5.3$) имел линейный, в пределах одной полосы (активной структуры) и явно направленный характер.

4. Эта линейность соотносится с разрывной сейсмогенерирующей структурой (Каахемский разлом), в которой в XX в. возникали и другие, силой до 5.3–5.7, землетрясения в определенной последовательности.

Специфика сейсмического процесса имеет прямое отношение к двум общим вопросам сейсмологии, а именно, к вопросу о парных событиях (1) и о линейной миграции очагов вдоль разлома (2). Оба вопроса, в свою очередь, имеют важный прогностический аспект, на что в докладе обращено особое внимание.

Степень сейсмологической, геоструктурной и геодинамической изученности ЮВ Тывы низкая, специальные публикации почти отсутствуют, обобщения мелкомасштабны.

Прослеживая историю выделения в ЮВ Тыве сейсмогенерирующих зон, в первую очередь зоны северо-западного простирания (Каахемской), необходимо отметить исследования Г.А. Чернова и др. (первое выделение «сейсмогенов») [1, 2] и группы К.Г. Леви, В.С. Хромовских, В.М. Кочеткова и др. [3] (составление первой региональной карты сейсморайонирования «ОСР-96»). На карте ОСР-96 впервые была выделена в качестве сейсмогенерирующей зона Каахемского разлома СЗ простирания (между 51° и 52° с.ш., т.е. не через всю территорию ЮВ Тывы), и ей присвоена магнитуда 6.6–7.0 и интенсивность вдоль узкой полосы возможных IX балльных сотрясений (без конкретных признаков на самом разломе). Именно на этом участке зоны в 2011–2012 гг. и возникли землетрясения с $M=6.7$ и $M=6.8$ и I_0 VIII–IX и IX баллов. Уместно напомнить

предожидание Г.А. Чернова в публикации 1978 г. применительно и к Восточному Саяну: «На территории области в отдаленном прошлом и сравнительно недавно происходили землетрясения силой около 9 баллов. Нет никакой гарантии, что в ближайшее время такое не повторится» [2, с. 15]. Выделенная затем на общесоюзной карте ОСР-97 соответствующая зона ВОЗ повторила таковую на карте сибирских исследователей, но в редуцированном (по длине) виде, переведя ее фланги в зоны с возможной магнитудой 6. Поскольку авторы исходной карты ОСР-96, вслед за Г.А. Черновым [2], выделили зону, где столь сильные землетрясения раньше не происходили (а фиксировались лишь события с $M=5.3-5.7$), есть основания считать их оценку потенциала данной зоны, воспроизведенную на Карте ОСР-97, оправдавшейся. На последней IX-балльная зона показана на картах В и С, а на карте А возникшие в 2011–2012 гг. IX-балльные землетрясения оказались в зоне VIII баллов. Превышение этой величины допускалось с 10%-ной вероятностью. Именно эта малая вероятность и реализовалась.

Для анализа обстановки, помимо сейсмологических данных по текущим событиям, нами приняты во внимание и использованы следующие сведения:

1. каталог землетрясений с $M \geq 4.5$ с начала XX в. для территории ЮВ Тувы и прилегающих областей Монголии (для второй половины XX в. порог магнитуды снижен до 3.5);
2. имеющиеся сведения о палеосейсмодеформациях и археосейсмические о землетрясениях средневековья;
3. геолого-структурные материалы и карты, сведения о неотектонических и активных разломах (недостаточно подробные);
4. определения механизмов очагов главных событий 27.XII.2011 г. и 26.II.2012 г. по Quick СМТ.

Также составлена новая карта морфолинеаментов на основе высокоразрешающей цифровой модели рельефа, где активная зона Каахемского разлома СЗ-ЮВ простирания выявилась вполне отчетливо.

Судя по каталогу и карте в [4], события с $M \leq 5.7-5.9$ возникали последовательно с ЮВ на СЗ в 1926, 1946, 1957, 1972 гг. вдоль полосы, начинающейся от эпицентра Болнайского землетрясения 9.VII.1905 г. с $M=7.6$ Случаи заполнения более слабыми событиями прежних промежутков в тылу предыдущих событий единичны. В стороне от полосы (сейсмолинеамента) с простиранием по азимуту $350^\circ(\pm 5^\circ)$ события с $M \geq 5$ не фиксировались. Так наметилась линейная миграция с общим северным трендом. В свое время на сейсмолинеамент и направленную вдоль него миграцию эпицентров (очагов) не было обращено внимания. Между тем миграция очагов к СЗ, вдоль крупных сдвиговых зон разломов той же ориентации, намечалась в Русском Алтае [5] и возможна в Саянах в условиях общего господствующего поля региональных напряжений.

Как стало ясно после сильных землетрясений 2011–2012 гг., их очаги возникли в той же Каахемской зоне, на ее протяженном отрезке, остававшемся «непроработанным» после события 1957 г. с $M=5.3 \pm 0.3$ на ЮВ и землетрясения в VIII.1972 г. с $M=5.5$ (и его афтершока с $M=4.6$) на СЗ концах. Это означает, что события конца 2011 – начала 2012 г. продолжили вековой тренд и частично заполнили крупную сейсмическую брешь на севере зоны примерно в ее середине.

Анализ сейсмического процесса за 2008–2012 гг. (до 10.IV.2012 г. включительно) осуществлен на основе бюллетеней ССД ГС РАН (Обнинск). В пределах будущих эпицентральных зон 2011–2012 гг. ближе десятков километров к ним ни одного сейсмического события с $M \geq 3.3$ с начала 2010 г. не возникало, т.е. землетрясение 27.XII.2011 г. с $M=6.7$ произошло после явно выраженного сейсмического молчания в этом секторе зоны в течение свыше сотни лет. Весь период сейсмической активизации (в течение трех месяцев) отчетливо демонстрирует направленное распространение процесса в ЮВ направлении вдоль зоны разлома. Линейная миграция определяется по трем группам данных:

1. Преимущественное распространение афтершоков первого (27.XII.2011 г.) события к ЮВ.
2. Смещение эпицентра второго (26.II.2012 г.) события к ЮВ на 17 км.
3. Дальнейшее продвижение облака афтершоков второго события (26.II.2012 г.) к ЮВ.

Таким образом в 2001–2012 гг. был проработан участок разлома общей длиной около 80 км. Процесс обратной (относительно трендовой) миграции при этом всплеске сейсмической активности не удивителен, ибо, в сущности, повторяет случаи XX века в 1939 г. и II.1972 г. Сравнение службой Quick СМТ решений механизмов очагов двух главных событий 2011 и 2012 гг. с геологической ситуацией и с подробной схемой морфолинеаментов позволяет заключить, что при 1-м толчке реализовался правый сдвиг по плоскости 345° с элементом взброса к ЗЮЗ, а при 2-м событии произошел взброс по плоскости, вытянутой по аз. 288° с наклоном к ССВ. Это согласуется и с региональным полем напряжений, а именно, господством горизонтального сжатия с ЮЮЗ к ССВ.

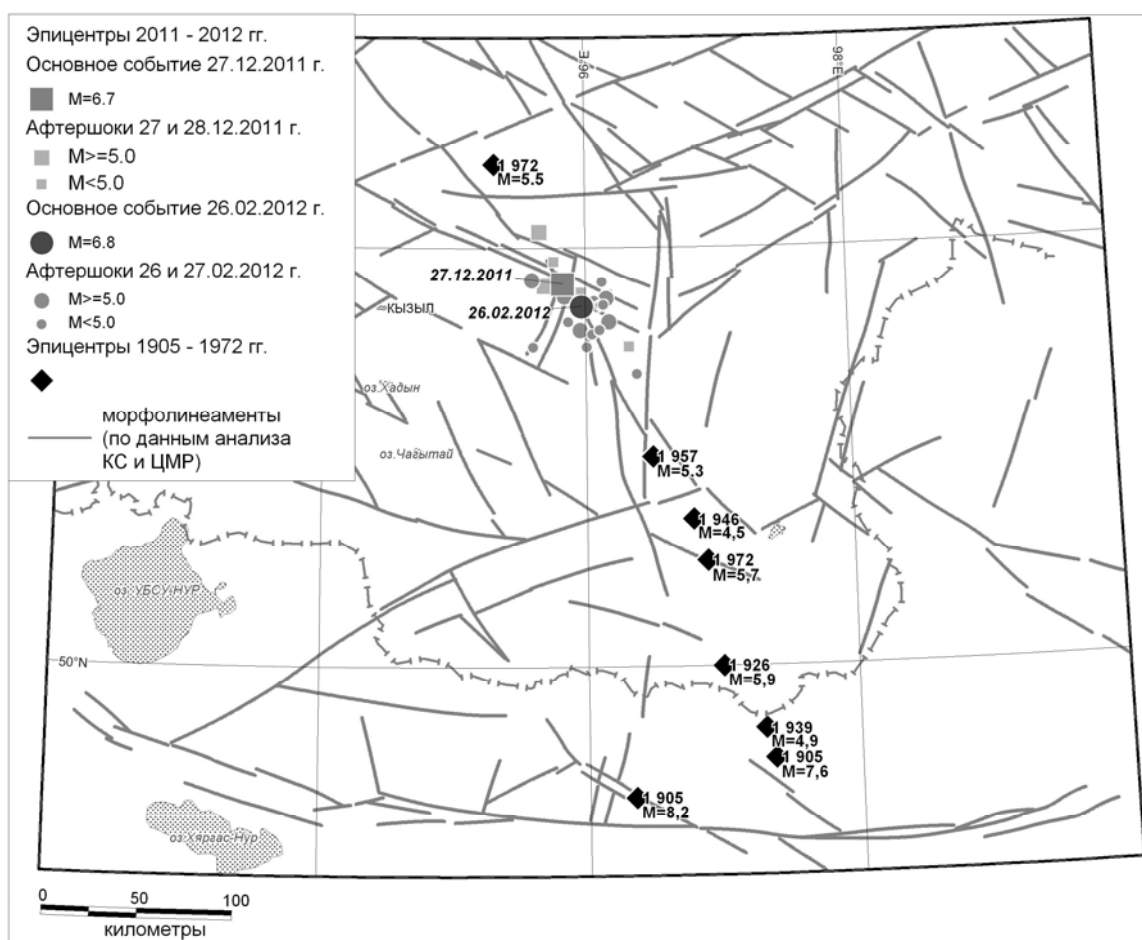


Схема морфолинеаментов и эпицентров землетрясений 1905–1972 гг., а также событий 2011–2012 гг.

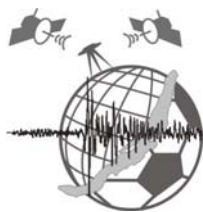
В свете этих закономерностей, с учетом вековой истории возникновения умеренных и относительно сильных событий в выделенной зоне, 29.II.2012 г. и 29.III.2012 г., авторами публично выдавались прогнозные ожидания возможных дальнейших событий в зоне. Длина каждого из непроработанных отрезков к ЮВ (между событиями 2012 и 1957 гг.) и к СЗ (между событиями 2011 г. и VIII.1972 г.) составляет теперь примерно 40 км. Эта величина соизмерима с расстояниями между эпицентрами землетрясений, возникавших в ЮВ части того же линеамента в течение XX в. На указанных отрезках,

согласно соотношению в [6], могут возникнуть события с $M=5.5-6.0$. Столь сильное событие в качестве третьего в данный период активизации представляется здесь маловероятным в течение ближайших десятилетий, но более слабые землетрясения не исключены даже в течение месяцев (с конца февраля 2012 г.).

Общие выводы могут быть следующие: 1. В сейсмических районах оценивать сейсмический потенциал разломов (зон ВОЗ) по максимальным, известным за 1–2 столетия данным о землетрясениях – это сильный риск занижить оценки в долговременном аспекте. В распознаваемых как опасные зонах необходимо проведение комплекса целенаправленных палеосейсмологических исследований (см. [2, 3]). 2. В областях со сложным структурным планом (как это имеет место в Тыве) выделение по геологическим данным одной господствующей системы сейсмогенерирующих разломов (во многих публикациях и на изданных картах ЮВ Тывы это была субширотная система), без попыток выявления собственно сейсмолинеаментов, может вести к пропуску других, малозаметных (за ограниченное время), систем, опасных в сейсмическом отношении. 3. Выделение сейсмолинеаментов по комплексу сейсмических данных – эпицентрия, макросейсмические поля, слабая и микросейсмичность, механизмы очагов с учетом действующего поля напряжений – целесообразно при распознавании и параметризации сейсмогенерирующих зон. 4. Выявление сейсмолинеамента, тем более с признаками линейной миграции очагов, должно рассматриваться и с прогнозной точки зрения, как в долговременном аспекте, так и в афтершоковых сериях сильных землетрясений.

Литература

1. Чернов Г.А., Жалковский Н.Д., Цибульчик И.Д. Каргыйское землетрясение 28 февраля 1972 г. // Геология и геофизика. 1974. № 7. С. 124–132.
2. Чернов А.Г. К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
3. Леви К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М. и др. Современная геодинамика: сейсмология, активные разломы, сеймотектоника (фундаментальные аспекты). Статья 2 // Литосфера Центральной Азии. 1996. С. 150–182.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен по 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
5. Никонов А.А. О сильнейших исторических землетрясениях и сейсмическом потенциале Горного Алтая // Физика Земли. 2005. № 1. С. 36–50.
6. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. № 7. С. 31–45.



А.В. Новопашина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СКОРОСТИ МЕДЛЕННЫХ МИГРАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗОН СДВИГА НА ПРИМЕРЕ РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС

Для зоны разлома Сан-Андреас проведено компьютерное моделирование пространственно-временного смещения суммарной энергии землетрясений с целью определения скоростей медленных миграций сейсмической активности для зон сдвига. Моделирование подразумевает построение диаграмм с осями пространства и времени логарифма энергетического параметра ($\lg E_{\text{sum}}$), полученного для зон проецирования сейсмических данных сейсмоактивных областей. Подробно с методикой построения таких диаграмм можно ознакомиться в работе [2]. Высокоскоростные миграции здесь не

рассматриваются, так как используемая методика подразумевает суммирование энергии за относительно большие промежутки времени (не менее 20 дней).

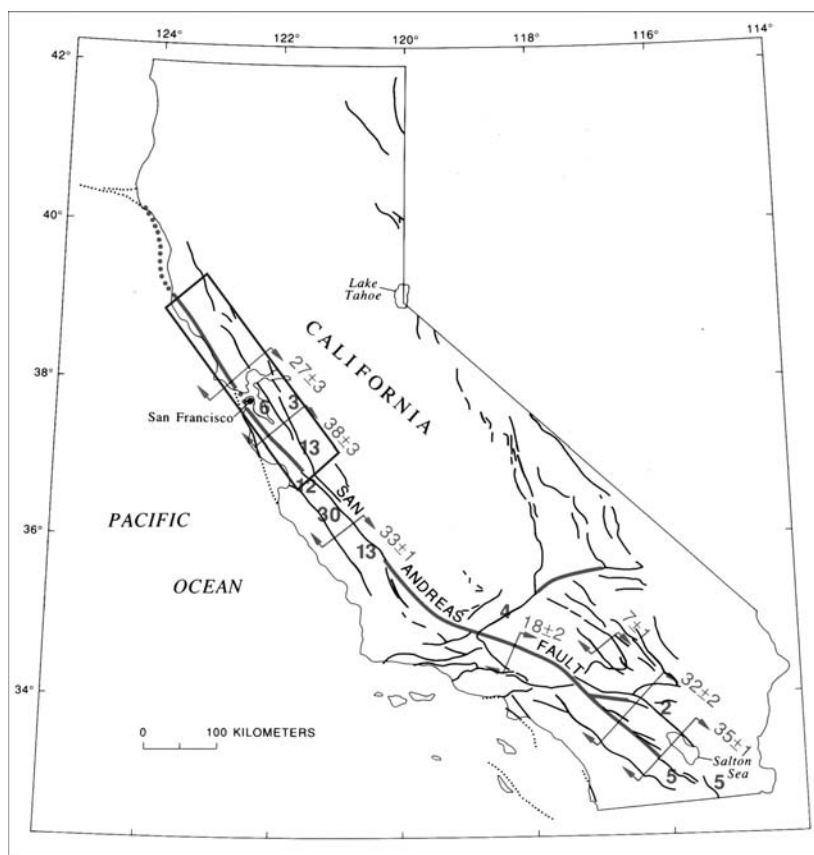


Рис. 1. Схема расположения зоны проецирования сейсмических данных (четыреугольник) в районе разлома Сан-Андреас по [5]

с добавлениями автора (добавлен контур зоны проецирования). Жирным шрифтом обозначены значения криповых скоростей; цифрами, выделенными нежирным шрифтом вблизи стрелок, – скорости правостороннего смещения вдоль главных активных фрагментов системы разломов Сан-Андреас (жирные линии). Значения скоростей приведены в мм/год. Тонкими линиями обозначены остальные четвертичные разломы, пунктиром – скрытые разломы.

Для района Сан-Андреас зона проецирования сейсмических данных расположена в сдвиговой зоне с центром недалеко от г. Сан-Франциско (координаты центра: 37.4° с.ш.; 121.9° з.д.). Параметр $\lg E_{\text{sum}}$ получен за период 1993–2012 гг. по данным геологической службы США. Миграции сейсмической активности зафиксированы в зоне сочленения разлома Сан-Андреас с разломом Колаверс (рис. 1). Если область проецирования, а соответственно и диаграмму по оси расстояния, условно разделить на три сектора, в нижнем наблюдаются маятниковые (двусторонние) миграции на протяжении всего инструментального периода (рис. 2) со скоростями 40, 50, 70, 100, 200 км/год. Длина активных сегментов разломов, вдоль которых проходят миграции, от 20 до 60 км (в среднем 50 км). Средняя скорость в этой зоне – 110 км/год.

В среднем секторе пространственно-временной диаграммы миграционные цепочки видны с 2008 по 2012 г. – в период сейсмической активизации. Скорость этих немногочисленных, но четких проявлений смещения максимумов выделения сейсмической энергии 150–200 км/год, длина всего 40–50 км (рис. 2, А).

На диаграмме, построенной для диапазона магнитуд 2–5 (рис. 2, Б), цепочки имеют более яркую и расплывчатую форму за счет большого количества слабых землетрясений. На такой диаграмме хорошо видно, что активизация разломной зоны, вдоль которой

проходят миграции, происходит поочередно от краев к центру, затем от центра к краям. Сейсмическая активность смещается по разлому на протяжении всего периода наблюдений, образуя синусоидальные цепочки с полупериодом около трех лет. Одиночные умеренные события нижнего сектора часто располагаются на краевых участках активного сегмента разлома, отмечая границы миграционных цепочек (рис. 2).

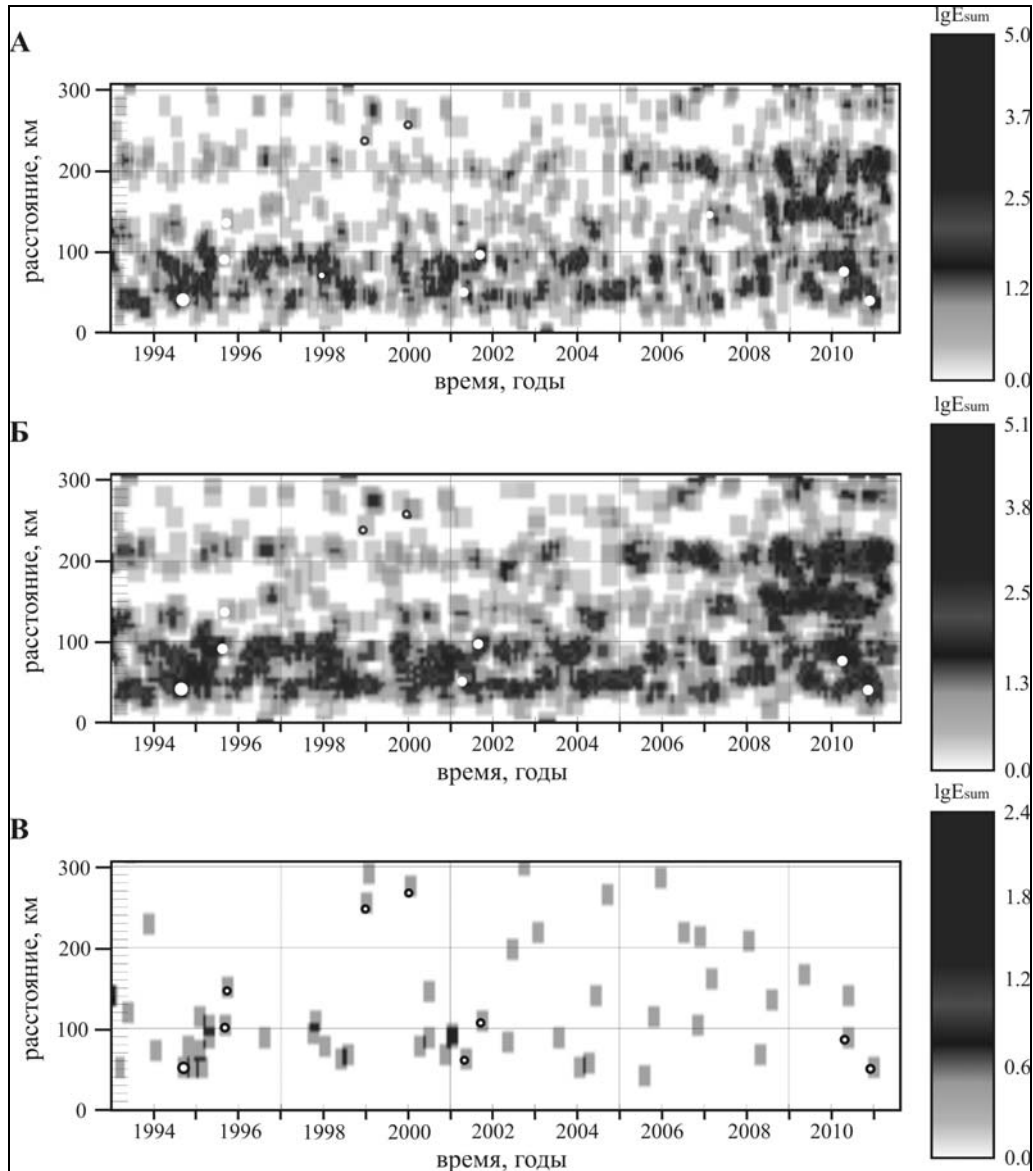


Рис. 2. Диаграммы зоны проецирования района Сан-Андреас за период 1996–2004 гг.

А – для диапазона магнитуд 2–7, *Б* – для диапазона магнитуд 2–5, *В* – для диапазона магнитуд 4–5.

Ранее компьютерное моделирование сейсмического процесса было проведено за инструментальный период для района Байкальской рифтовой системы, в результате чего установлено, что для основной части сейсмических зон юго-западного и северо-восточного флангов Байкальского рифта (зон со сдвиговой компонентой) характерны скорости до 20 км/год. Скорости 35–70 км/год, мода 30–35 км/год и среднее значение 34 ± 2 км/год свойственны Байкальской впадине (зоне растяжения) [2]. Это почти на порядок ниже скоростей на разломе Сан-Андреас, но в Байкальской впадине, так же как и на разломе Сан-Андреас (зоне сдвига), зафиксированы скорости 40–70 км/год.

Результаты позволяют предположить, что скорости миграций, скорее всего, не связаны с кинематическим типом разломных зон, так как для сейсмоактивного центра в

Байкальской впадине и в зоне проецирования на разломе Сан-Андреас зафиксированы близкие по значениям скорости миграций. Однако на разломе Сан-Андреас наблюдаются также более высокие скорости, вероятно обусловленные скоростями межплитных смещений, достигающими в зоне миграций 30 см/год (рис. 1) [5]. Это на порядок выше, чем в Байкальской рифтовой системе, где максимальные скорости достигают 3.4 ± 0.7 мм/год [1].

Протяженность сейсмоактивных областей разломных зон, вдоль которых проходят миграции, как для разлома Сан-Андреас, так и для Байкальской впадины, в основном меняется от 20 до 60 км. Такие значения длины могут быть связаны с длиной зацепов на разломах, находящихся на дизъюнктивной стадии полного разрушения. Разломная зона Сан-Андреас находится на такой стадии развития [4]. Байкальская рифтовая система в целом находится на поздней дизъюнктивной стадии развития. Типичная для нее кулисная структура может являться причиной автономности активизации отдельных разломных сегментов. Таким образом, протяженность сейсмически активных областей может быть ограничена длиной активизированных сегментов разломов, являющихся результатом хрупкого разрушения, происходящего в верхней и средней коре не ниже 22 км [3].

Работа выполняется при частичной поддержке проекта программы Президиума РАН №4.1.

Литература

1. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // Доклады Академии наук, 2009. Т.424. №5. С. 664–668.
2. Новопашина А.В. Моделирование миграций сейсмической активности с применением геоинформационных систем // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всерос. конференции с международным участием. Владивосток, 2011. С. 430–432.
3. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 135 с.
4. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.
5. Wallace R.E. The San Andreas fault system, California. Washington, 1990. 283 p.

А.А. Папкина

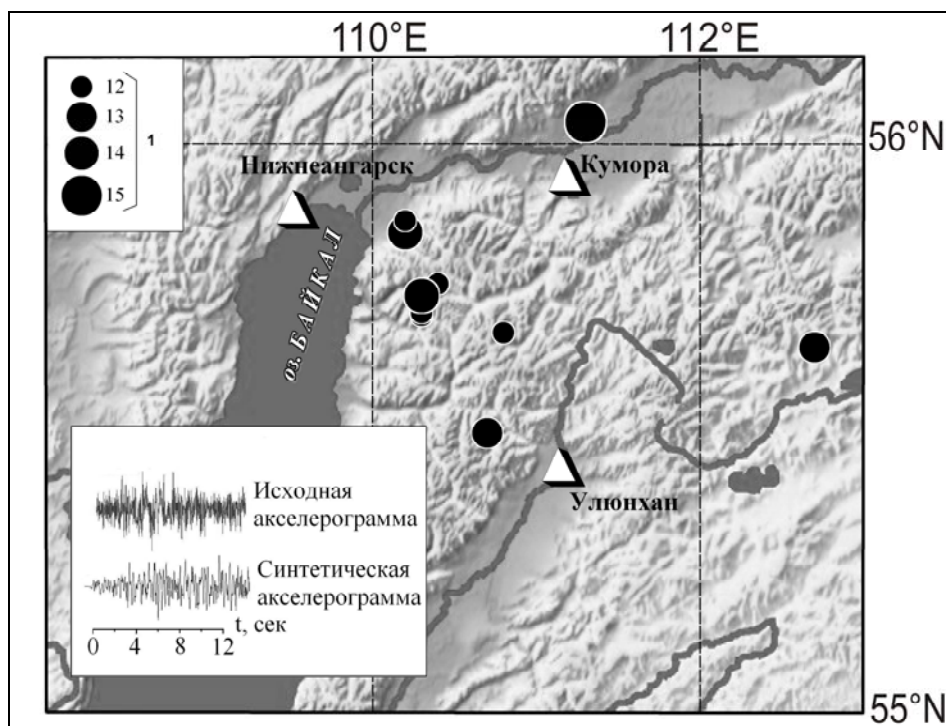
Байкальский филиал ГС СО РАН, Иркутск, Россия

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СИЛЬНЫХ КОЛЕБАНИЙ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИРОВАНИЯ АКСЕЛЕРОГРАММ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Важной проблемой при установлении фундаментальных закономерностей развития сейсмического процесса в сейсмоактивных регионах Земли, в том числе и в Прибайкалье, является определение условий возникновения сильных землетрясений, их природы и возможных сейсмологических эффектов. Решение данной задачи возможно путем развития методов расчета акселерограмм для заданных пар источник – приемник. Примером подобных исследований являются расчеты сильных движений, например, для землетрясений в Лома Приета (1986 г.) и Нортридже (1994 г.) (США), для калифорнийских землетрясений [6]. Интересные результаты получены при моделировании землетрясения в Чи-Чи (1999 г., Тайвань), а также Северного Кавказа, района Сочи [3]. Необходимым условием при этом является учет механизма источника сейсмических колебаний и характеристик среды их распространения. Цель данной

работы: построение синтетических акселерограмм некоторых землетрясений Северного Прибайкалья и определение условий формирования сейсмических записей.

Для эксперимента были выбраны акселерограммы десяти землетрясений ($M_w > 4.5$), зарегистрированных сейсмостанцией «Кумора» (рисунок), которая имеет три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности N-S, E-W, Z (сейсмометры СМ-3, СМ-3КВ), регистрирующих скорости колебаний от 0.01–0.10 до 100–1000 мкм/с; и три грубых канала NSg, EWg, Zg (сейсмометры ОСП-2М), регистрирующих ускорения от 50–500 мкм/с² до 100–250 см/с².



Карта эпицентров землетрясений с $M_w > 4.5$ (2003–2006 гг.),

записи которых использовались для построения синтетических акселерограмм.

1 – энергетический класс землетрясений. На врезке – пример зарегистрированной и рассчитанной акселерограмм события 04.12.2006 г. с $M_w = 5.2$ на станции Кумора ($\Delta = 68$ км).

Для минимизации числа неизвестных настраиваемых параметров синтетические акселерограммы рассчитывались для землетрясений с эпицентрными расстояниями 20–100 км. Глубины их очагов составляли $h = 12$ –19 км. Эпицентры землетрясений, записи которых моделируются в настоящей работе, показаны на рисунке.

Процедура моделирования сильных движений, была выполнена с помощью программы Д. Бура [5], при использовании стохастического метода, объединяющего сейсмологические модели амплитудных спектров с инженерными представлениями высокочастотных составляющих сейсмических колебаний как случайного процесса. В стохастической модели очага (ω^2) записи ускорений представлены в виде случайного шума, ограниченного по частоте в полосе от угловой частоты f_0 до верхней частоты среза f_{\max} . Форма спектра зависит от сейсмического момента и параметра напряжений, который связан с f_0 формулой [7]:

$$f_0 = 4.9 \cdot 10^6 \beta (\Delta \sigma / M_0)^{1/3},$$

где β – скорость поперечных волн, км/с, $\Delta \sigma$ – параметр напряжения, бар, а M_0 – сейсмический момент, дин·см.

Сравнение рассчитанных и зарегистрированных акселерограмм, а также их спектров осуществлялось при одновременном подборе параметров, позволяющих достичь

наилучшего согласия волновых форм. Учитывались локальные условия в окрестности очага землетрясения и сейсмической станции [1], эффекты путей распространения сейсмических волн, связанные с их рассеянием и поглощением, моментная магнитуда и характер фокального механизма. При расчетах акселерограмм использованы оценки добротности, полученные автором для данного района в виде: $Q(f) \sim 66f^{0.8}$, которые сравнимы с аналогичными оценками для Кавказа и Центральной Японии и являются одними из самых низких в мире [4]. Последнее обстоятельство свидетельствует о сильном затухании сейсмических колебаний вследствие существенной раздробленности среды в этих регионах. Следует заметить, что в работе [2] эти значения несколько выше ($Q(f) \sim (106 \pm 10)f^{0.8}$), что, возможно, обусловлено использованием в расчетах разных методических подходов. Геометрическое расхождение задавалось кусочно-непрерывной функцией: $1/R$ для $R < 70$ км, $1/70$ для $70 \leq R = 130$ км, $1/R^{0.5}$ для $R = 130$ км. По записям ближайших землетрясений оценивались параметры усиления сейсмических волн в земной коре и параметры ослабления волн на высоких частотах.

Параметры, использованные для моделирования акселерограмм землетрясений, зарегистрированных сейсмостанцией Сочи

Параметр напряжений $\Delta\sigma$	80 бар
Геометрическое расхождение	$1/R$ для $R=70$ км $1/70$ для $70 \leq R=130$ км $1/R^{0.5}$ для $R=130$ км
Добротность $Q(f)$	$66 \cdot f^{0.8}$
Каппа κ	0.055 с
Скорость S-волн в земной коре	3.2 км/с
Средняя плотность земной коры	2.4 г/см ³

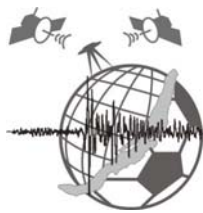
В результате моделирования акселерограмм землетрясений Северного Прибайкалья были выявлены предварительные значения входных параметров (таблица), использование которых позволило получить хорошую сходимость фактических и синтетических волновых форм. Подобные исследования направлены на выявление условий генерации сильных сейсмических событий в рассматриваемом сейсмоактивном районе и, в перспективе, предусматривают уточнение полученных результатов при моделировании землетрясений с большими эпицентрными расстояниями.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 4.1 и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111.

Литература

1. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д. Влияние регулярных и нерегулярных неоднородностей земной коры на динамику сейсмических сигналов // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 44–56.
2. Добрынина А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 12. С. 60–75.
3. Павленко О.В. Изучение характеристик излучения и распространения сейсмических волн на Северном Кавказе посредством моделирования акселерограмм зарегистрированных землетрясений // Физика Земли. 2009. № 10. С. 38–48.
4. Папкина А.А., Павленко О.В., Мельникова В.И., Гилева Н.А. Очаговые параметры Куморского землетрясения 2003 г. с $M_w=5.5$ и его афтершоков (Северное Прибайкалье) // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы V Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 143–148.
5. Boore D.M. Simulation of ground motion using the stochastic method // Pure Appl. Geoph. 2003. 160. P. 635–676.
6. Boore D.M., Atkinson G.M. Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America // Bull. Seism. Soc. Am. 1987. № 77. P. 440–467.

7. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // *Geophys. Res.* 1970. № 75. P. 4997–5009.



А.Ю. Полец¹, А.А. Добрынина²

¹ *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия*

² *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

О СООТНОШЕНИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И АКТИВНЫХ РАЗРЫВОВ НА УРОВНЕ ОЧАГОВОГО СЛОЯ НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ ПОДДВИГА И БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Значительное воздействие на состояние и активность геологической среды оказывает современное напряженно-деформированное состояние (НДС). Напряженное состояние выражается в формировании различного рода нарушений – тектонических разломов и массовых трещин. Сейсмоактивные структуры сами по себе являются долгоживущими разломами, среда которых является нарушенной, анизотропной. Как следует из закона о сохранении энергии, наиболее вероятным местом локализации землетрясений являются структурные неоднородности (разломы), что подтверждается локализацией сильных землетрясений непосредственно в зоне разлома [1]. А существующие в таком поле реализации по вновь образующимся плоскостям, не совпадающим с неотектонической структурой, являются аномалиями, которые интересны в смысле формирования нового структурного плана. Для выявления таких аномалий и проверки «унаследованности» сейсмически активными структурами неотектонических структур было проведено сопоставление на примере Курило-Камчатской зоны поддвига и Байкальской рифтовой системы.

Наиболее активная область контакта между континентальной и океаническими плитами располагается между желобом и вулканической дугой. Курило-Камчатская островная дуга – одна из самых сейсмоактивных. Здесь часто происходят сильнейшие катастрофические землетрясения. Эпицентры землетрясений вытянуты вдоль дуги, что дает возможность предполагать непосредственную связь сейсмичности региона с основными тектоническими структурами Тихого океана.

Для оценки напряженного состояния земной коры и верхней мантии в районе Южных и Средних Курильских островов был применен метод катакластического анализа (МКА) совокупностей механизмов очагов землетрясений [2]. Реконструкция напряженного состояния выполнялась на основе данных СМТ из каталога NEIC перед катастрофическим Шикотанским землетрясением 4 (5).10.1994 г. и в постафтершоковый период (после 1996 г.), а в районе Средних Курил перед катастрофическим землетрясением 15.11.2006 г. и после 13.01.2007 г. [3].

Напряженное состояние областей возникновения сильнейших землетрясений Средних Курил 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г., изученное по результатам тектонофизического анализа механизмов очагов землетрясений, отвечает режимам горизонтального сжатия и растяжения как на стадии, предшествовавшей им, так и в период афтершоковых последовательностей, что говорит о достаточной стабильности напряженного состояния для обоих землетрясений во времени и связано с особенностью глубинного строения земной коры исследуемого участка СФЗ.

Область подготовки Шикотанского и первого Симуширского землетрясений соответствует среднему для земной коры Курильской дуги уровню эффективного давления – 10–16 МПа (максимальные касательные напряжения 6–10 МПа). В первом случае гипоцентр землетрясения находился вблизи локального минимума (8 МПа), во

втором – в районе локального повышения (18 МПа) эффективного давления. Преимущественный тип напряженного состояния этих районов – горизонтальное сжатие, основной вид тензора напряжений – чистый сдвиг.

На основе критерия $(\tilde{\tau}_n^i + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^i) - (\tilde{\tau}_s^i + k_s \tilde{\sigma}_{ss}^i) > 0$, где n и s – индексы нормалей к нодальным плоскостям механизмов очага анализируемого землетрясения; $\tilde{\tau}_n$ и $\tilde{\sigma}_{nn}$ – редуцированные напряжения, где k_s – коэффициент поверхностного трения, были выделены плоскости разрывов в очагах землетрясений перед катастрофическими событиями Южных и Средних Курильских островов (4(5).10.1994 г.; 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г.) и после них. Для большинства рассмотренных механизмов очагов землетрясений для глубин 0–30 и 30–60 км плоскости разрыва ориентированы вдоль простирания островной дуги (азимут простирания лежит в пределах 210–240°), с пологим углом погружения. Для глубин 60–120 км устойчивой ориентировки азимута простирания и направления падения плоскостей не выявлено.

Байкальская рифтовая система приурочена к границе Северо-Евразийской и Амурской тектонических плит, высокая современная подвижность между которыми и определяет происходящий здесь сейсмический процесс. Он характеризуется высоким уровнем сейсмической активности: в среднем количество зарегистрированных событий с энергетическим классом $K_p \geq 7$ в год составляет 8–10 тыс. землетрясений, причем большинство землетрясений приурочено непосредственно к самой рифтовой системе. Для оценки НДС среды и определения реализованных плоскостей разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы также использовался МКА [2]. В качестве исходных данных использованы опубликованные решения фокальных механизмов за период с 1950 по 2012 г. (867 механизмов, из них 201 – композитные). Анализ площадного распределения коэффициента Лоде-Надаи показывает, что практически вся территория БРС деформируется в условиях сдвига (в понимании механики сплошных сред). Реализованные плоскости разрывов в очагах землетрясений определены для 447 событий. Их ориентация в большинстве случаев, иногда – до деталей, соответствует ориентации неотектонических структур с наличием некоторых особенностей. При детальном рассмотрении по направлению падения разрывы можно отнести к главной разломной зоне и сопряженным с ней разломам второго порядка. Разломы северо-западного направления практически не проявляются в поле реализованных плоскостей разрывов в центральном и северо-восточном сегментах БРС. Для центральной части БРС ярче всего проявлены северо-восточные структуры, в то время как для северо-восточного фланга в очагах землетрясений преобладают субширотные разрывы, хотя пик северо-восточного простирания также прослеживается. Для юго-западной части БРС ярче проявляются северо-восточные разрывы, чем субширотные, соответствующие простиранию активных разломов сдвигового типа. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что в земной коре этого участка в пределах межсейсмического цикла локально действует режим растяжения.

Согласованность ориентаций реализованных плоскостей разрывов в очагах землетрясений исследуемых регионов и основных неотектонических структурных неоднородностей свидетельствует о том, что ориентация современных разрывов в земной коре диктуется позднекайнозойской структурой. Определение и анализ пространственного распределения реализованных плоскостей позволяют картировать активные структуры по данным о механизмах очагов землетрясений.

Работа выполняется при частичной поддержке РФФИ (проект №12-05-98035-р_сибирь_a) и проекта программы Президиума РАН № 4.1.

Литература

1. Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1, № 4. P. 419–440.

2. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.

3. Полец А.Ю., Злобин Т.К. Напряженное состояние земной коры и верхней мантии Южных Курил до и после Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 года // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: IV Сахалинская молодежная науч. школа, Южно-Сахалинск, 2–5 июня 2009 г. Тез. докл. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. С. 13–15.



Е.И. Пономарева

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ИЗУЧЕНИЕ ПРИЧИН И МЕХАНИЗМОВ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЛЕДОВЫХ УДАРОВ В БАЙКАЛЬСКОМ ЛЬДУ ДЛЯ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Ледовый покров Байкала неоднократно привлекал к себе внимание специалистов, среди которых Я.Я. Гаккель, В.М. Сокольников, Н.Л. Добрецов, С.Г. Псахье, В.В. Ружич и многие другие. К числу важных особенностей льда, отмеченных исследователями, относится его удароопасность в сочетании со способностью в отдельных случаях к вязкопластическим деформациям [1–3]. В вертикальном разрезе верхние части ледяных блоков при влиянии отрицательных температур имеют хрупкие свойства, нижние же его части, где на контакте с водой температура льда близка к $+0.3$ °С, приобретают сниженную вязкость и способность к пластическим деформациям. Такое поведение байкальского льда, покрывающего озеро тонким слоем, схоже с реологическими свойствами литосферы Земли. А процесс естественного динамического разрушения ледяного покрова, порождающий сейсмические явления в виде так называемых ледовых ударов, имеет много сходства с тектоническими землетрясениями. Изучение и физическое моделирование в ледовых условиях сейсмопрогностических сценариев, во многом схожих с ситуациями прогноза тектонических землетрясений, позволяют отчасти восполнить дефицит необходимых сведений о режиме сейсмотектонических процессов в литосфере и верхней мантии при подготовке сильных землетрясений.

Данное сообщение является отражением результатов исследований сотрудников лаборатории инженерной сейсмологии и сейсмогеологии ИЗК СО РАН и специалистов других институтов. Акцент сделан на изучении причин и механизмов возникновения ледовых ударов. Особенностью работы стало усовершенствование специальной измерительной аппаратуры, в результате чего появилась возможность дистанционной передачи информации, позволяющей вести удаленный мониторинг в режиме онлайн. Разработанная установка, получившая название «Коса-2012», была установлена в районе п. Большие Коты (мыс Кадильный). Коса, в виде единого кабеля, на котором прикреплены четыре датчика, была растянута вдоль магистральной трещины на расстояние более ста метров в 5 км от береговой линии. Информация, фиксируемая высокоточными датчиками деформации, поступала через АЦП к регистратору и по каналу телефонной сотовой связи каждые 30 с передавалась на стол оператора. Тем самым созданная система позволяла исследователям, находящимся в Иркутске, вести непрерывное и оперативное инструментальное слежение за ходом деформирования ледяных полей, что важно для детального изучения процессов динамического разрушения льда.

Одновременно со слежением за ходом деформации льда проводился мониторинг метеоданных. В частности, акцент был сделан на измерении температуры воздуха, скорости и направления ветра, наличие снежного покрова и изменение толщины льда. Эти факторы влияют на подготовку ледовых ударов и создают предпосылки для реализации их прогноза. При изучении механизмов осуществлялся также и космомониторинг (сайт

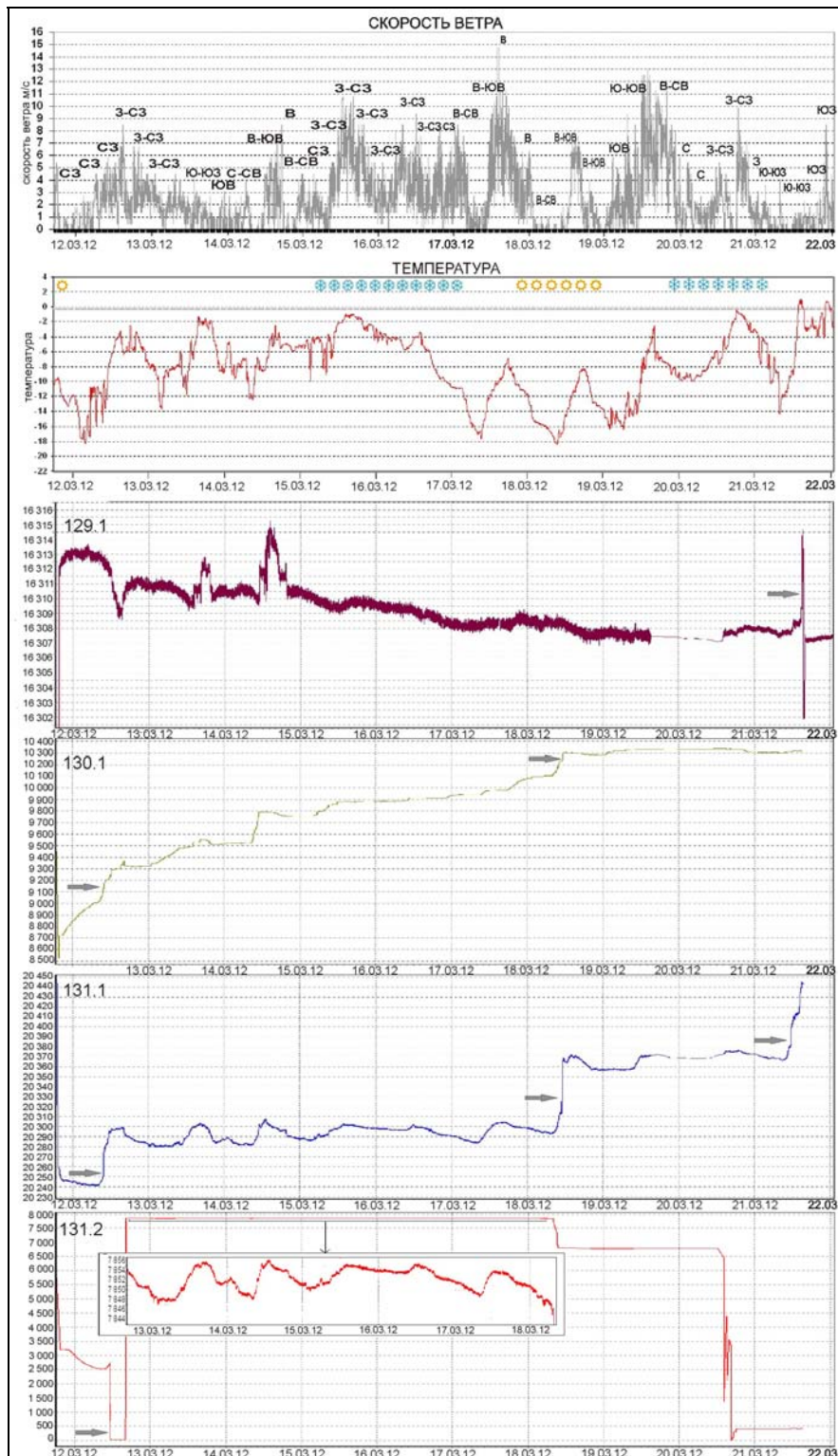
SPUTNIK.IRK.RU), который позволяет проследить формирование становой трещины. Так, выбранная нами становая трещина начала образовываться уже на стадии ледостава с 23.01.2012 г. в районе мыса Кадильный, который можно рассматривать как естественный концентратор напряжений в ледяном покрове при миграции его ледяных полей. Ввиду неравномерного замерзания льда с севера на юг и его незначительной толщины, все деформационные и миграционные процессы ледовых пластин происходили под действием ветра, в данном случае СВ, С-СВ и В-ЮВ направления. При увеличении толщины льда более чем на 40 см действия одного ветра для деструктивных процессов недостаточно. С начала непрерывных наблюдений, т.е. с 11.03.2012 г., толщина льда превысила отметку 0.7 м, что в сочетании с другими подходящими (сейсмогенерирующими) метеоусловиями привело к возникновению трех крупных сейсмических актов – 12, 18 и в особенности 21 марта, когда часть установленной аппаратуры оказалась зажатой между ледовыми пластинами. Кумулятивная амплитуда деформаций сжатия по становой трещине составила от 7 м на севере до 8 м на юге вдоль установленной косы. За один такой мощный акт испарывания льда фиксировалось торошение льдин и пододвигание ледяных пластин в среднем на расстояние 2.0–2.5 м. Фиксированная нами продолжительность акта составляла от 20 мин до 5 ч в зависимости от места, времени и сейсмогенных условий. При этом разрушение происходило в импульсном режиме с продолжительностью импульса от 5 до 30 с.

Рассмотрим подробно сведения об изменении метеоусловий, влияющих на удароопасность ледовой поверхности. Основная, но не единственная роль при инициации зафиксированных ледовых ударов принадлежит режиму температурных колебаний (рисунок). Так, 12 марта отметилось первым максимальным повышением дневных температур до -2.44 °С. При минимальной ночной температуре -18.39 °С среднесуточные колебания составляли 16 °С. 21 марта выделилось первыми положительными отметками. За 6.5 часов температура возросла от -14.39 до $+1.11$ °С, т.е. 2.0–2.3 деления в час. Резкий скачок температур стал определяющим для возникновения ледового удара. 12 марта температура возрастала с меньшей скоростью, однако одновременно с повышением температуры наблюдалось и повышение скорости СЗ и З-СЗ ветра до его максимального порыва 8.49 м/с, давшего толчок для завершающего акт импульса. В последующие два дня температурные колебания имели сглаженный ход, изменялись с меньшей скоростью, а средняя скорость ветра составляла 2–3 м/с. В результате при таких условиях деформирование ледовых пластин происходило в умеренном режиме и не имело динамического характера.

Когда лед покрывался толщей снега, в нашем конкретном случае от 2 до 15 см, его теплоизолирующие свойства оказались способны замедлять, сглаживать или полностью блокировать возникновение мощных ледовых ударов. Так произошло 15, 16 и 17 марта при максимальных порывах ветра 10.73, 9.39, 14.75 м/с, соответственно и максимальных дневных температурах -0.94 , -2.89 , -6.83 °С, соответственно: датчики деформации фиксировали лишь незначительные подвижки. Более того, 17.03.2012 г. метеоусловия могли бы быть идеальными для инициирования ледового удара. Так, начиная с 9 ч утра, при отсутствии осадков и малооблачной погоде, наблюдались:

1. относительно резкое повышение суточной температуры;
2. изменение направления ветра с СЗ, после некоторого затишья, на В-ЮВ;
3. усиление скорости ветра до 14.75 м/с.

Графики деформации, демонстрирующие постепенное расширение льда, обрисовывали параллельный ход с температурными и скоростными показателями, однако ледового удара не произошло. В данном случае деформирование и деструкция ледяного покрова происходили в режиме вязкопластического течения ледяных масс при проявлениях ускоренного крипа в становой трещине. 18 марта накопленные деформации



Корреляция деформации льда на магистральной трещине с погодными изменениями за период 11.03.2012 г. – 22.03.2012 г.

По оси абсцисс показаны даты, по оси ординат – амплитуды смещения льда, мкм. Стрелками отмечены моменты активных смещений берегов становой трещины в виде нажимов и раздвигов. 129.1, 130.1, 131.1 и 131.2 – номера датчиков деформации. Изменения температуры и ветровой обстановки фиксировались с интервалом 2 мин. СЗ, ЮВ... – направление ветра; «снежинки» – выпадение осадков; «солнечный круг» – ясная погода.

достигли своего критического уровня и в сочетании с солнечным прогреванием свободного от снега льда привели к быстрому вспарыванию становой трещины. При этом

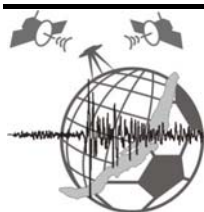
температурный ход был аналогичен ходу предыдущего дня, а максимальные порывы ветра не превышали 7.5 м/с. Кроме того, вспарывание трещины началось, когда температура воздуха и скорость ветра не достигли еще своих максимальных значений.

Таким образом, температурный режим (в частности, резкий перепад или большой разброс среднесуточных температур), ветровая обстановка (а именно: смена направления или увеличение скорости ветра), осадки и снежный покров способны создавать разные сочетания условий при инициации ледовых ударов. Все это многообразие иницирующих факторов говорит о сложности прогнозирования ледовых ударов.

Представленные результаты исследования с помощью удаленного доступа позволяют более детально контролировать процессы подготовки мощных динамических явлений в ледовом покрове Байкала, что, в свою очередь, дает возможность глубже осмыслить и корректировать существующие методы прогноза сильных землетрясений, оценить их эффективность и недостатки.

Литература

1. Гаккель Я.Я. Природное «моделирование» на ледяной коре. М.: Изд-во ВГО, 1959. С. 21–32.
2. Добрецов Н.В., Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Шилько Е.В., Левина Е.А., Пономарева Е.И. О совершенствовании способов прогноза землетрясений средствами физического моделирования в ледовом покрове Байкала // Физическая мезомеханика. 2011. Т. 14, № 4. С. 69–79.
3. Меллор М. Механические свойства поликристаллического льда // Физика и механика льда. М.: Мир, 1983. С. 203–239.



С.Н. Родина

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

СРАВНЕНИЕ ДОЛГОВРЕМЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГОРНОГО И МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмический режим является важнейшей характеристикой уровня сейсмической опасности и сейсмической активности. Полученные в ходе палеосейсмогеологических исследований оценки возраста и силы событий позволяют проникнуть в сейсмическую историю региона. Сейсмический режим можно исследовать с помощью графика повторяемости землетрясений, наращивание сильнейшими событиями глубокой древности которого дает возможность существенно его дополнить и уточнить.

Горный Алтай считался регионом с умеренной сейсмической активностью. Проведенные в 1996–1998 гг. палеосейсмогеологические исследования выявили следы древних сильных землетрясений. В ходе этих работ были обнаружены сейсмодислокации ранее неизвестных доисторических событий с магнитудой $M=7-8$, имевших место на протяжении последних 9000 лет [1], поэтому представления о сейсмическом потенциале и периоде повторяемости сильных землетрясений были пересмотрены. Произошедшее в 2003 г. Алтайское землетрясение ($M=7.3$) подтвердило правильность полученных результатов [2, 3].

К югу от Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая располагается сейсмоактивная горно-складчатая система Монгольского Алтая [4]. Здесь также были проведены палеосейсмогеологические исследования, которые выявили следы трех доисторических землетрясений $M=8.0$ [5].

Использование комплекса инструментальных, исторических и палеосейсмогеологических данных позволило составить обобщающий график повторяемости для Чуйско-Курайской зоны [6], а также для Монгольского Алтая.

График повторяемости землетрясений с $M=3.0-8.0$ для Горного Алтая до 1975 г. имеет вид (рисунок, а). Для расчета его параметров использовался метод ортогональной регрессии, решение получено в виде:

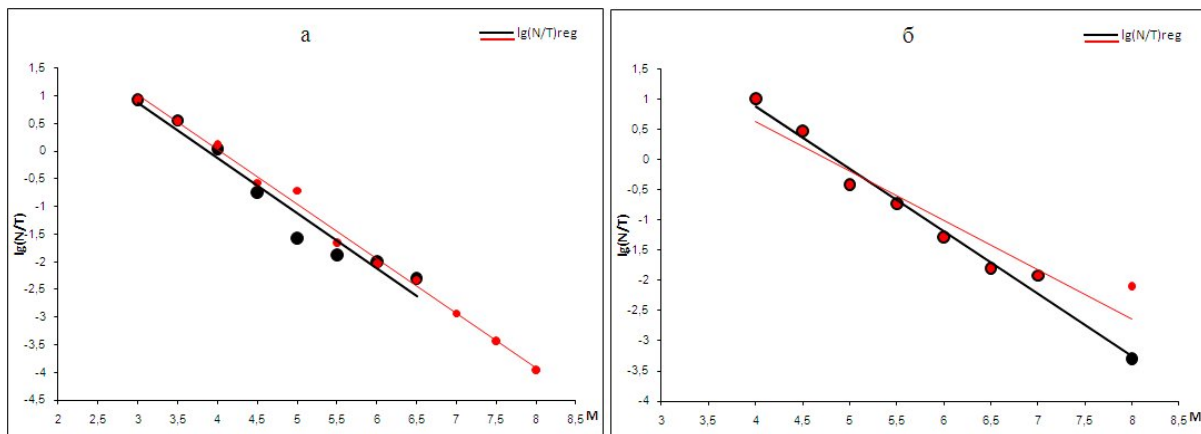
$$\lg(N/T)=(3.99\pm 0.62)-(1.02\pm 0.09)M, R=0.978,$$

где R – коэффициент линейной корреляции.

27 сентября 2003 г. произошло сильное Алтайское землетрясение $M=7.3$. В связи с этим для уточнения сейсмического режима был построен обобщающий график повторяемости, где были добавлены данные о землетрясениях с $M=3.5-6.5$ до 1991 г., а также палеосейсмогеологические материалы (рисунок, а). Ему соответствует уравнение:

$$\lg(N/T)=(3.89\pm 0.12)-(0.98\pm 0.02)M, R=0.997,$$

При сравнении этих графиков можно видеть, что добавление данных о сильных землетрясениях увеличивает коэффициент линейной корреляции, что сопровождается уменьшением погрешностей расчета его параметров. Это свидетельствует о хорошем соответствии палеосейсмогеологических и инструментальных данных.



Графики повторяемости:

а – график повторяемости землетрясений Чуйско-Курайской зоны (черным цветом – по инструментальным данным до 1975 г., серым – по сейсмологическим и палеосейсмогеологическим данным); *б* – график повторяемости землетрясений Монгольского Алтая (черным цветом – по инструментальным данным; серым – по инструментальным, историческим и палеосейсмогеологическим данным).

Для первого приближения к пониманию сейсмического режима западной части Монгольского Алтая расчет графика повторяемости производился по инструментальным данным. Поскольку для событий с $M_S=7.0, 7.5$ и 8.0 период инструментальных наблюдений недостаточен, график повторяемости строился в интервале магнитуд $3.5=M_S\leq 6.5$ (рисунок, б). Уравнение регрессии имеет вид:

$$\lg(N/T)=(4.22\pm 0.82)-(0.98\pm 0.12)M, R=0.965,$$

Далее к исходным данным были добавлены исторические и палеосейсмологические сведения (рисунок, б), решение получено в виде:

$$\lg(N/T)=(3.85\pm 0.59)-(0.89\pm 0.07)M, R=0.978,$$

На рисунке показано изменение наклона графика с -0.98 до -0.89 , что может указывать на снижение сильных событий. Увеличение коэффициента корреляции с 0.965 до 0.978 говорит о хорошем соответствии сейсмологических и палеосейсмогеологических данных.

При сопоставлении долговременного сейсмического режима Горного и Монгольского Алтая следует отметить важную роль палеосейсмогеологических

исследований. Благодаря этим данным появилась возможность использовать сведения о сильных землетрясениях, ранее не участвовавших в расчетах графиков повторяемости. Проведенные палеосейсмогеологические исследования позволяют сделать выводы о периоде повторяемости сильных событий: для Горного Алтая для землетрясений с $M \sim 7.0$ он в среднем составляет около 1400 лет, для событий с $M \sim 7.5$ – 2100 лет, а для Монгольского Алтая средний период повторяемости для землетрясений с $M \sim 8.0$ составляет около 3000 лет. Более пологий наклон графика для Монгольского Алтая может быть связан с недостатком слабых событий в текущей сейсмичности региона.

Сейсмический режим Горного и Монгольского Алтая оставался практически неизменным на протяжении всего голоцена. Эта же закономерность выявлена и для других подвижных сейсмоактивных областей Северной Евразии [7].

Литература

1. Hong Shun-Ying, Shen Xu-Hui, Kay Mu-shou, Chen Zheng-Wei, Jing Feng, Ouyang Xin-yan, Rogozhin E.A. Analysis of image feature of major active faults along the eastern margin of Altai Mountains // *Seismology and Geology*. 2006. V. 28, № 1. P. 119–128. (In Chinese).
2. Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения / Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2004. 112 с.
3. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // *Геотектоника*. 2007. № 2. С. 3–22.
4. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 275 с.
5. Ge Shumo, Bo Meixiang, Zheng Fuwan, Luo Fuzhong. The Koktokay-Ertai Fault, Xinjiang, China // *J. of Earthquake Prediction Research*. 1996. V. 5, №. 4. P. 470–504.
6. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Палеоземлетрясения и сейсмический режим Горного Алтая в голоцене // *ДАН*. 2003. Т. 388, № 6. С. 809–811.
7. Рогожин Е.А. Реконструкция долговременного сейсмического режима с использованием палеосейсмогеологических данных // *Экстремальные природные явления и катастрофы. Т. 1. Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений*. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 44–64.

В.В. Ружич, Е.А. Левина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СЕЙСМОМИГРАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ В ЗОНАХ ВНУТРИПЛИТНЫХ И МЕЖПЛИТНЫХ РАЗЛОМОВ

Традиционно под миграцией эпицентров землетрясений понимается наличие статистически значимой пространственно-временной упорядоченности сейсмических событий в рассматриваемом регионе. Явление это обнаружено еще в середине прошлого века, оно отмечено во всех сейсмических поясах Земли, и многие специалисты занимаются его изучением в нашей стране и за рубежом. Более детальное исследование явления миграции землетрясений с позиций тектонофизики позволяет рассматривать его как последовательное распространение совокупностей очагов землетрясений в зонах сейсмотектонической деструкции, инициируемое разномасштабными деформационно-волновыми процессами в литосфере. К такому определению привели результаты анализа большого объема сейсмологических данных, взятых из региональных и мирового каталогов землетрясений, с привлечением информации об исторических сейсмических событиях [1]. Для статистической обработки массива данных и построения пространственно-временных диаграмм, а также их анализа использовался специально разработанный авторами модуль «Миграция», являющийся составной частью ГИС «Prediction» [2]. Данный модуль предназначен для определения параметров миграции землетрясений в виде кластеров различного энергетического уровня: от слабых

афтершоков в отдельных очагах землетрясений до областей срединно-океанических рифтов и зон Бенъофа. Интерпретация полученных данных проводилась с позиций современных представлений геомеханики и физики подготовки очагов землетрясений, а также на основе сведений, накопленных в ходе проведения физического моделирования процессов миграции источников излучения сейсмических импульсов в геологической и ледовой средах. На данном этапе исследований основной целью изучения сейсмомиграционных процессов является уточнение механизмов их возникновения. При получении удовлетворительных результатов данное явление, в рамках возможностей практического использования, предполагается рассматривать в качестве одного из весомых критериев среднесрочного прогноза места и времени землетрясений применительно к условиям геодинамического развития Байкальской рифтовой зоны, рассматриваемой как развивающийся мегаразлом в Центрально-Азиатском сегменте Евразийской плиты.

Ниже, в таблице, в качестве примеров приведены результаты применения разработанного методического подхода к определению скоростей миграции землетрясений на выбранных геоструктурных объектах разного масштабного уровня:

1. Гималаи – Байкальская рифтовая зона;
2. Гималаи – Китайские рифты;
3. японский сегмент Западно-Тихоокеанской зоны Бенъофа;
4. северный сегмент Атлантического срединно-океанического хребта.

Отметим, что в выборке, при составлении таблицы, использовались совокупности землетрясений с $M \geq 4.0$, за исключением сегмента Северной Атлантики, где учитывались события с $M \geq 5.0$. Полученные в результате обработки данные, приведенные в таблице, соответствуют пространственным и временным параметрам взятой авторами выборки, включающей и землетрясения с умеренными энергетическими значениями, что обычно не делалось другими специалистами. Как показал опыт, указанные значения могут существенно варьироваться, если изменить параметры выборки землетрясений, взятых из имеющихся каталогов.

При изучении механизмов пространственно-временной миграции землетрясений использовались также полученные сведения об афтершоковых последовательностях непосредственно в очагах относительно сильных землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Приведем примеры для трех из них: Южно-Байкальского (25.02.1999 г., $K=14.6$; $M_w=6.0$; 51.64° с.ш., 104.82° в.д.), Бусийнгольского (27.12.1991 г., $K=16.2$; $M=6.5$; 50.98° с.ш., 98.08° в.д.) и Култукского (27.08.2008 г., $K=15.9$; $M_w=6.2$; 51.62° с.ш., 104.06° в.д.). В процессе изучения анализировались направленность и скоростные параметры миграции эпицентров последовательностей преимущественно слабых землетрясений в очаговых зонах, а также корреляционные соотношения между параметрами миграции и энергией землетрясений. Установлено, что из представленной группы наибольшая скорость миграции эпицентров афтершоков составила 92.8 км/ч для очага более сильного Бусийнгольского землетрясения. Скорости Култукского и Южно-Байкальского землетрясений существенно меньшие, они примерно одинаковы – порядка 27 км/ч [3]. Полученные результаты, пока еще при ограниченной выборке, позволяют сделать следующий вывод. Скорость миграции афтершоков вдоль сейсмогенерирующих разломов в очаговой области землетрясений уменьшается с уменьшением их энергии. Отмечено также и постепенное замедление со временем скоростей внутри очаговой миграции землетрясений, что можно объяснить соответствующим снижением уровня напряженного состояния геосреды. Выявленные скорости миграции слабых землетрясений в цепочках афтершоковых последовательностей в очагах землетрясений на 4–5 порядков превосходят известные скорости миграции землетрясений в зонах крупных разломов и между ними, что свидетельствует о значительном различии сеймотектонических условий и механизмов вспарывания в отдельных сегментах очагов землетрясений и в пространствах между ними.

В ходе проведения натуральных экспериментов на реальных разломах было установлено, что тектонический крип при детальном рассмотрении, даже в мелких разрывных нарушениях, не проявляется идеально плавными смещениями и отсутствием сейсмических импульсов. Как правило, в условиях мониторинга в зонах разломов датчиками непрерывно фиксируются небольшие ускоренные смещения, которые сопровождаются генерацией слабых импульсов сейсмоакустического диапазона. То есть распространение подвижек вдоль зоны вспарывания проявляется скачкообразно и обычно сопровождается возникновением источников излучения сейсмических колебаний, что можно рассматривать как упрощенный механизм возникновения их миграции на более крупных разломах. При натуральных испытаниях оценки скоростей миграции микроочагов складываются, как правило, из учета суммарной длительности периодов проявления режима крипа и почти мгновенного проявления скачкообразных подвижек. В итоге усредненная скорость миграции источников сейсмического излучения во фрагментах изучаемых разломов оказывается невелика. Вместе с этим на оценки скоростей миграции влияет и уровень накопленной в породных массивах эндогенной энергии, а также ее объем, который обычно сопоставим с объемом накопленной в крыльях разломов тектонической энергии, дренируемой при сейсмической активизации.

Оценка скоростей миграций кластеров землетрясений
в различных районах Земли

Объекты изучения	Скорости миграции, км/год
Гималаи–БРЗ	124±16
Гималаи–Китай	68±13
Японский сегмент	70±14
Северная Атлантика	224±15

С помощью разработанного программного обеспечения становится доступным визуальный (на экране монитора) кинематический анализ миграционных процессов. При этом можно наблюдать явления сейсмомиграции как в виде энергетических кластеров совокупностей землетрясений, так и в виде распространения последовательностей цепочек эпицентров землетрясений вдоль межплитных границ или между зонами трансконтинентальных разломов. Периодически возникающие в деструктивных зонах бреши с низкой плотностью выделившейся сейсмической энергии, как правило, заполняются энергетическими максимумами. Заполнение брешей цепочками эпицентров протяженностью во многие сотни километров обычно происходит со сменой направлений миграции энергетических потоков при отсчетах за выбранные интервалы времени – месячные, полугодовые или годовые. Сценарии однонаправленного распространения миграционных цепочек на расстояния во многие сотни километров в течение многих месяцев или лет, как, например, в зоне Анатолийского разлома, крайне редки, особенно в транспрессивных зонах. По мнению авторов, наблюдаемые явления миграций очаговой активности можно рассматривать как отражение прерывистого вспарывания сегментов зон разломов в моменты проявления главных толчков и афтершоковых последовательностей в режиме чередования тектонического крипа с быстрыми сейсмогенными подвижками. Подобные явления наблюдаются нами, например, при изучении подвижек в зонах разрывных нарушений при проведении натуральных экспериментов в ледяном покрове Байкала или во фрагментах разломов [4].

Исходя из рассмотренных механизмов, возникновение миграции землетрясений в деструктивных зонах в наиболее упрощенном виде можно связывать с режимами повторяемости возникновения очагов различных по энергетическому уровню землетрясений и распространением инициированных последовательностей вдоль зон сейсмогенерирующих разломов. Согласно полученным данным, скорость миграции землетрясений варьируется в широких пределах и характеризует интенсивность и

характер деструктивных процессов на межплитных границах или в зонах разломов меньшего масштаба. Ее оценки зависят от ряда геодинамических условий деструкции в сейсмических поясах. На точность в проведении расчетов скоростей миграций также существенным образом может влиять применение различных способов измерений.

Работы выполняются при частичной поддержке проекта программы Президиума РАН № 4.1.

Литература

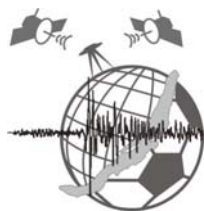
1. Левина Е.А., Ружич В.В. Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций твердой оболочки Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2010. С. 71–78.

2. Левина Е.А. Геоинформационная система для прогноза землетрясений и горных ударов: разработка и примеры применения в Байкальской рифтовой зоне и Норильском месторождении: Автореф. дисс... кандидата геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 19 с.

3. Пономарева Е.И. Высокоскоростная миграция в очагах Култукского, Южно-Байкальского и Бусийнгольского землетрясений // Геодинамика, геомеханика и геофизика: Материалы 11-го всероссийского семинара. Новосибирск: ИНГиГ СО РАН, ИГиМ СО РАН, 2011. С. 29.

4. Ружич В.В., Черных Е.Н., Борняков С.А. Моделирование сеймотектонических процессов в ледовом покрове озера Байкал // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли: Труды научной конференции с участием иностранных ученых. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2008. С. 516–523.

5. Ружич В.В. Применение экспериментальных методов в сейсмогеологии // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 2: Материалы всероссийского совещания с международным участием. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 118–124.



Д.А. Сафонов^{1,2}, Я.Б. Радзиминович^{3,4}, Н.С. Коваленко²

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия

² Сахалинский филиал ГС РАН, Южно-Сахалинск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Байкальский филиал ГС СО РАН, Иркутск, Россия

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 14 ОКТЯБРЯ 2011 ГОДА В ВЕРХНЕМ ПРИАМУРЬЕ

14 октября 2011 г. в 06 ч 10 мин по Гринвичскому времени (16 ч 10 мин по местному) в Сковородинском районе Амурской области произошло сильное землетрясение, ощущавшееся в близлежащих населенных пунктах с интенсивностью до 7 баллов по шкале MSK-64, магнитудой $M_w=6.0$. Это землетрясение стало самым сильным сейсмическим событием, произошедшим в данном районе за весь период инструментальных наблюдений.

Эпицентр Сковородинского землетрясения находится у южных склонов горного хребта Янкан, относящегося к протяженной горной системе, приуроченной к Янканскому и Тукурингра-Джагдинскому антиклинориям, образование которых структурно тесно связано с Монголо-Охотским краевым швом. Примерно в этом районе проходит западный фланг глубинного Южно-Тукурингского разлома.

Южно-Тукурингский разлом протягивается через всю рассматриваемую территорию. К северу от него расположен Тукурингра-Джагдинский антиклинорий, сложенный преимущественно докембрийскими и, в меньшей мере, палеозойскими породами, а к югу – Зейский синклинорий, выполненный мощной палеозойской толщей, перекрытой вулканогенно-терригенными отложениями юры и нижнего мела. Практически зона Южно-Тукурингского разлома представляется как составная часть крупного

Монголо-Охотского линеамента, протянувшегося из Северной Монголии к побережью Охотского моря более чем на 3500 км [1].

Анализ развития морфоструктур, характер трещинной и разрывной тектоники показывают, что Южно-Тукурингский разлом является взбросом с левой сдвиговой составляющей. Общий тип и направленность движений по нему сохраняются, по-видимому, и в настоящее время. Прямолинейность и четкая выраженность разлома свидетельствуют о крутом падении сместителя. По геолого-геоморфологическим данным установлено, что он падает на северо-северо-восток под углом 60–80° [1]. В целом, простирание новейшего разлома совпадает с таковым древнейшего линеамента, но активная зона со временем смещалась к юго-западу [2].

Координаты эпицентра, определенные Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН, в чьей зоне ответственности находится данная территория: 54.05° с.ш., 123.80° в.д. Магнитуда $MLH=6.2$. Значительная удаленность эпицентра от сейсмологических сетей – ближайшие сейсмостанции ГС РАН: «Зея» Сахалинского филиала (230 км) и «Тупик» Байкальского филиала (250 км) – не позволяет рассчитывать на точную оценку положения гипоцентра. Эллипс ошибок положения эпицентра, по данным СФ ГС РАН, имеет размеры 6×7 км. Эпицентр землетрясения определили основные мировые и региональные сейсмологические агентства, разброс положения эпицентра укладывается в область 10×25 км, сравнимую с размерами очага подобного события. Моментная магнитуда, по данным агентства NEIC, $M_w=6.0$.

Наибольшую расчетную глубину очага указывает Сахалинский филиал ГС РАН – $h=18$ км. По данным других источников глубина гипоцентра колеблется от 10 до 15 км. Достаточно слабые макросейсмические проявления землетрясения при значительной магнитуде и большой площади осязаемости говорят в пользу большей глубины.

Столь сильные события на территории Сковородинского района ранее не фиксировались, а эпицентры всех сильных землетрясений магнитудой $M=5$ и более не выходили за пределы Тукурингра-Джагдинского антиклинория [1, 3, 4], ограниченного Южно-Тукурингским разломом с юга.

Данный район пронизан большим количеством второстепенных разломов, прослеживающихся как вдоль главного, так и вкрест него. Сковородинское землетрясение могло стать результатом подвижки вдоль одного из них или образовать новый разрыв в соответствии со смещением на юг основной активной зоны Монголо-Охотского тектонического шва [2].

Определение механизма очага землетрясения по знакам первых вступлений было проведено на основе алгоритма вычислительной программы «FOCMEC» [5], интегрированной в комплекс программ анализа сейсмической информации «SEISAN». В расчете задействовано 64 знака первых смещений, зарегистрированных на вертикальной компоненте записей сейсмических колебаний. Решение описывает сдвиговый механизм с субвертикальными нодальными плоскостями, одна из которых ориентирована почти строго на запад, другая – на юг. Учитывая тектонику региона, можно предположить в качестве рабочей плоскости с субширотным простиранием. В этом случае механизм Сковородинского землетрясения – субширотный левосторонний сдвиг, что совпадает с типом основных разломных нарушений региона и является свидетельством продолжающихся горизонтальных перемещений, происходящих вдоль западного фланга Южно-Тукурингского разлома.

Землетрясение ощущалось на всей территории Амурской области, на значительной территории Забайкальского края, на юге Республики Саха (Якутия), в некоторых населенных пунктах Республики Бурятия, Хабаровского края и в северных провинциях Китая (рисунок). Ближе всего к эпицентру землетрясения оказались поселки БАМ ($\Delta=5$ км) и Солнечный ($\Delta=7$ км). Согласно данным проведенного сотрудниками сейсмостанции «Зея» СФ ГС РАН макросейсмического обследования, в этих населенных

пунктах интенсивность сотрясений составила 7 баллов. В г. Сковородино ($\Delta=18$ км) интенсивность сотрясений оценивается в 6–7 баллов.

На основе собранной макросейсмической информации был получен коэффициент затухания макросейсмической интенсивности для данного события, который составил $\nu=3.15\pm 0.17$. Такая величина затухаемости является неожиданно низкой. В известном уравнении макросейсмического поля Н.В. Шебалина [6] коэффициент затухания $\nu=3.5$. Ранее оценки коэффициентов уравнения макросейсмического поля для территории Верхнего Приамурья были получены А.Г. Ларионовым [7] по макросейсмическому эффекту Тас-Юряхского 1967 г., Ларбинского 1971 г. и Зейского 1973 г. землетрясений, коэффициент затухания $\nu=4.49$. По формуле [8] построены теоретические круговые изосейсты Сковородинского землетрясения (рисунок).



Макросейсмические проявления Сковородинского землетрясения 14 октября 2011 г.

На врезке в левом нижнем углу показана эпицентральная область.

На сегодняшний день Сковородинское землетрясение 14 октября 2011 г. можно рассматривать как одно из наиболее значимых для территории Приамурья. Во-первых, подтверждается достаточно высокий сейсмический потенциал ($M=5.9-6.4$) расположенных здесь структур, ранее оцененный Р.М. Семеновым [4]. Во-вторых, в определенной мере восполнен дефицит надежных решений механизмов очагов землетрясений для данного района. Это, в свою очередь, позволяет сделать некоторые выводы о геодинамических процессах в пределах региона. В-третьих, Сковородинское землетрясение позволило получить новые данные о закономерностях затухания ощутимых сотрясений с расстоянием, что представляет большой интерес в аспекте уточнения сейсмического районирования Верхнего Приамурья.

Литература

1. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеамента (восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979. 113 с.
 2. Подкаминер О.С. Строение Южно-Тукурингрского разлома в районе проектируемой Зейской ГЭС // Инф. сборник Ленгидэпа. Л., 1958. № 8. С. 11–14.
 3. Оскорбин Л.С., Бобков А.О. Макросейсмическое проявление землетрясений на территории южной части Дальнего Востока // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 45–74.
 4. Семенов Р.М. Максимальные возможные землетрясения в Верхнем Приамурье // ДАН. 1995. Т. 341, № 5. С. 689–692.
 5. Snook J.A. et al. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data // Earthquake notes. 1984. V. 5, № 3. P. 15.
 6. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
 7. Ларионов А.Г. Уравнение сейсмического поля по материалам о сильных землетрясениях Южной Якутии // Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978. С. 98–100.
 8. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин / Отв. ред. Б.В. Левин, И.Н. Тихонов. М.: Янус-К, 2009. 204 с.
-

Г.И. Татьков, Ц.А. Тубанов, А.Д. Базаров, И.Г. Татьков.
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

**ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СИСТЕМЫ
СЕЙСМОМОНИТОРИНГА ОЧАГОВЫХ ЗОН БУРЯТИИ**

Исторические сведения по сейсмичности Прибайкалья свидетельствуют, что многие местные катастрофические землетрясения предварялись интенсивной сейсмической активизацией. На наш взгляд, повышение детальности сейсмонаблюдений за счет локального уплотнения сейсмостанций, создание набора сценариев сильных землетрясений Прибайкалья, контроль изменений напряженного состояния недр позволят эффективно планировать и реализовывать «адресные» мероприятия по снижению сейсмического риска. Этот тезис вполне подтвердился при наблюдении сейсмического процесса в очагах землетрясений последнего десятилетия, когда сильные землетрясения предваряла активизация очаговой области, до этого длительное время находившейся в состоянии «затишья».

Специально для высокочувствительного сейсмического мониторинга наиболее опасных сейсмогенных структур вблизи заселенных и развитых промышленных районов Республики Бурятия Геологическим институтом и Бурятским филиалом Геофизической службы СО РАН создана уплотненная сеть сейсмических станций, получившая название «Селенгинской локальной сети». Геофизический полигон расположен в координатах 51.5–53.0° с.ш., 105.0–108.0° в.д и включает мощный сейсмический источник ЦВО-100, восемь сейсмологических, пять магнитовариационных станций, одну гидротермальную скважину и другое оборудование. В сети используются автоматические и малообслуживаемые типы цифровой регистрирующей аппаратуры (сейсмостанции «Байкал», «Иркут», магнитовариационные станции, эманометры и др.), функционирующие в режиме круглогодичных наблюдений.

Созданием локальной сейсмологической сети удалось добиться представительности регистрации землетрясений Центрального Байкала начиная со слабых землетрясений энергетического класса $K \geq 6$. Полученные результаты указывают на сложную картину динамики сейсмичности Центрального Байкала. Выявленные соотношения сейсмичности с новейшими морфоструктурами Центрального Байкала могут оказаться полезными в решении комплекса задач прогноза, оценки сейсмического риска

региона. Пространственно-временной анализ сейсмичности позволяет разрабатывать алгоритмы количественной оценки сейсмоактивности разломов и модели очаговых областей в целом.

Сейсмологические наблюдения сопровождаются активными вибросейсмическими просвечиваниями земной коры, контролирующими сейсмическими волнами зарождение и рост трещин в вероятных очагах землетрясений. Прием вибросигнала происходит на сети сейсмологических станций, удаленных на 58–250 км от вибратора в окрестностях г. Бабушкин. Общая площадь, охваченная вибросейсмическим мониторингом, превышает 20000 км² и позволяет контролировать очаговые области землетрясений Центрального Байкала. По результатам наблюдений 2001–2010 гг. впервые методом активной сейсмологии с использованием управляемого сейсмического вибратора выявлены аномалии времен пробега (понижения скоростей) продольных волн, имеющие четко выраженную геодинамическую природу. Полученные экспериментальные результаты подтверждают возможности контроля современных геодинамических процессов и важны для разработки теоретических основ прогноза землетрясений и развития методов активной сейсмологии.

Т.А. Ташлыкова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ИНДУЦИРОВАННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА: ОБЩИЙ ОБЗОР

С созданием двух глубоководных ангарских водохранилищ энергетического назначения изменилась геодинамическая обстановка территории Средней Ангары, что отразилось в проявлении ряда сейсмособытий разного энергетического класса (рисунок), о происхождении которых в настоящее время сформировалось три точки зрения [2–12]. Согласно первой – произошедшие сейсмособытия имеют тектоническое происхождение и относятся к разряду естественных (неиндуцированных) землетрясений, согласно второй – это промышленные взрывы, согласно третьей – это индуцированные землетрясения в результате эксплуатации глубоководных ангарских водохранилищ. Третьей точки зрения придерживается автор, подходя к исследованию вопроса с позиций комплекса географических дисциплин.

На рисунке представлены зарегистрированные БФ ГС СО РАН сейсмособытия в районе Усть-Илимского водохранилища с особым акцентом на ночные сейсмопроявления. Рассмотрим их подробнее.

Так, первая пара сейсмособытий (№ 1, 2) проявилась на территории, прилегающей к глубоководной приплотинной части Усть-Илимского водохранилища, в марте и в октябре 1978 г. в ночное время: в 20 ч 31 мин и 22 ч 42 мин местного времени, определяясь 8-м и 9-м энергетическим классом (K).

25.09.1980 г. в районе слияния Вихоревского залива с узкой ангарской русловой частью также в ночное время (в 05 ч 25 мин местного времени) произошло сейсмособытие № 3 с $K=9$.

9.09.1981 г. в 21 ч 32 мин местного времени на правом берегу Сизовского расширения (приплотинная часть) водоема произошло сейсмособытие № 4 с $K=7$.

Сейсмособытия № 5 и 6 произошли, соответственно, 19.01.1982 г. и 05.06.1989 г. с $K=8$. 6 мая 1993 г. в 05 ч 45 мин местного времени в северной части Седановского расширения произошло сейсмособытие № 7 с $K=9.4$.

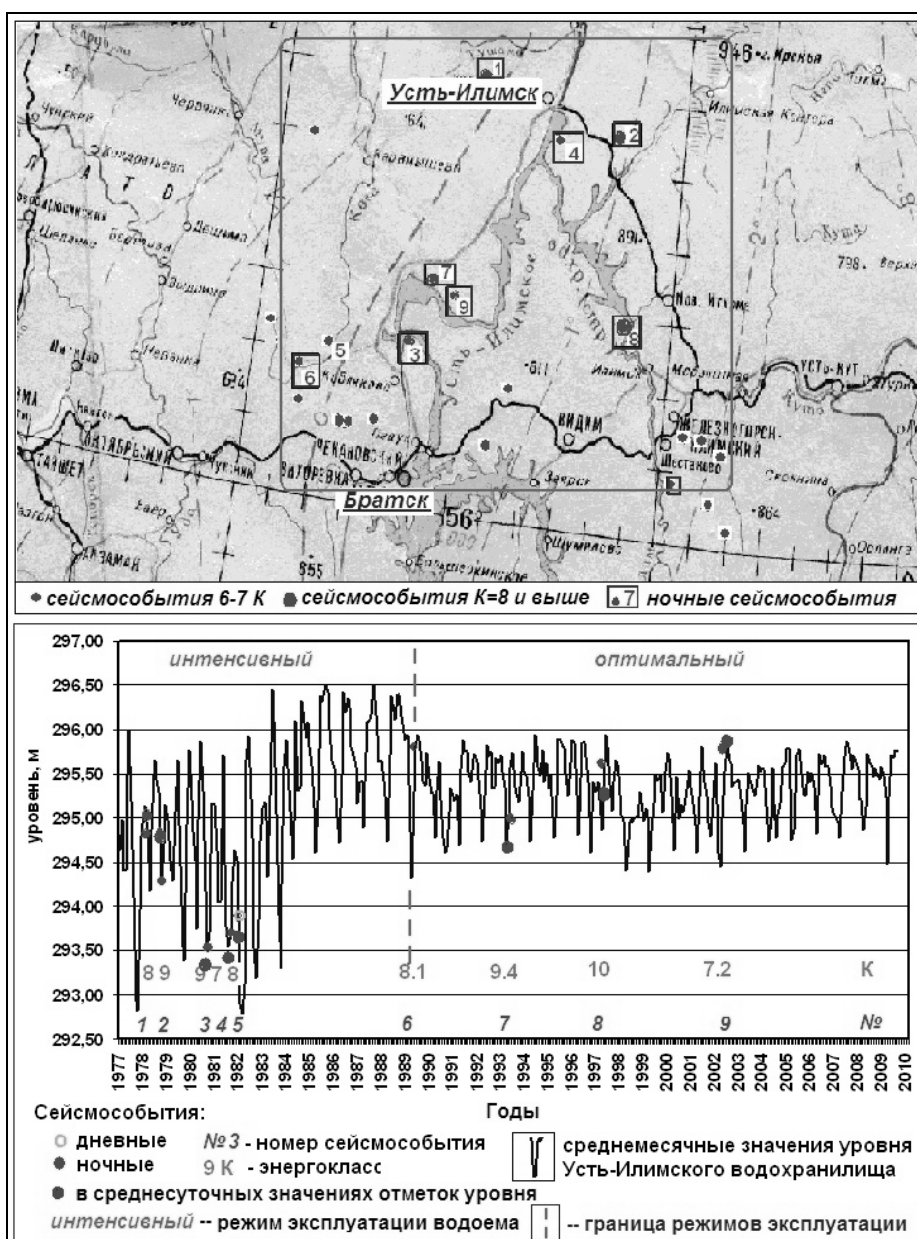
02 июля 2002 г. восточнее точки № 7 произошло сейсмособытие № 9 с $K=7.2$. Оба события произошли также в ночное время.

04 мая 1997 г. на левобережье Илимской акватории, напротив устья р. Игирма, произошло сейсмособытие № 8 с $K=10$.

Проанализировав расположение эпицентров зарегистрированных землетрясений на территории вокруг Усть-Илимского водохранилища, можно выделить группы сейсмособытий:

- произошедшие непосредственно вблизи побережья водоема,
- произошедшие в ночное время (восемь из девяти зарегистрированных сейсмособытий),
- приуроченные к глубоководной части водоема (как дополнительное доказательство, что это не промышленные взрывы).

Сейсмособытия, произошедшие на территории, прилегающей к Усть-Илимскому водохранилищу, сопоставлены с ходом уровня воды (рисунок).



Зарегистрированные сейсмособытия на местности вокруг Усть-Илимского водохранилища и в разрезе режима эксплуатации водоема (с использованием материалов [1]).

А. Выявлены некоторые закономерности в характере формирования и проявления индуцированной сейсмичности:

1. стадийность проявления сейсмособытий, связанная с разными режимами эксплуатации водоема, которые, в свою очередь, определяются сработкой Усть-Илимского водохранилища:

а) основная группа сейсмособытий приходится на первые годы *интенсивного* режима эксплуатации Усть-Илимского водохранилища, совпавшего с периодом маловодных лет в регионе (1977–1983 гг.);

б) вторая группа сейсмособытий проявилась в период *оптимального* режима эксплуатации водоема, где сейсмособытия фиксируются каждые четыре года в береговой зоне водохранилища.

2. возникновение сейсмособытий в разные фазы уровенного режима:

а) при самом низком положении уровня в его режимной летней сработке (25.09.1980 г.; 9.09.1981 г.) за весь период эксплуатации водоема;

б) в первых числах начала летнего наполнения водоема (6.05.1993 г.; 4.05.1997 г.), осуществляемого после режимной зимней сработки уровня;

в) на высоких отметках, связанных с окончанием летнего наполнения водоема (5.06.1989 г.; 2.07.2002 г.).

Б. По территориальному расположению произошедших сейсмособытий на водоеме выделяются две части/зоны: глубоководная приплотинная и центральная со средними глубинами, что согласуется с сейсмопроявлением на других водохранилищах мира.

Б. В ходе исследования выяснено, что сейсмособытия № 7 и 9 проявились севернее широтного Седановского расширения в период летнего режимного наполнения водоема: № 7 – на его начальном этапе, № 9 – в завершающей фазе. Сейсмособытие № 8 ($K=10$) локализовалось на левобережье Илимской акватории, напротив Игирминского залива также при летнем наполнении водоема. При этом сейсмопроявления точек № 7 и 8 имеют самый большой K из всех землетрясений, произошедших в районе Усть-Илимского водохранилища.

При анализе материала автор приходит к выводу о возникновении индуцированной сейсмичности в районе Средней Ангары в результате антропогенного прессинга на территорию, связанного с созданием и последующей эксплуатацией Усть-Илимского, а также Братского глубоководных водохранилищ.

Таким образом, функционирование/эксплуатация одного из крупнейших в мире Усть-Илимского водохранилища энергетического назначения активизировала индуцированную сейсмичность на прилегающей к водоему территории с разным характером ее проявления и разного энергетического класса.

Литература

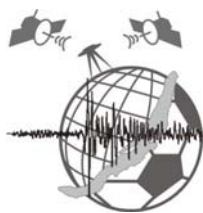
1. Аэронавигационная карта. М-б 1:4000000. Иркутск, 1997.
2. Голенецкий С.И. Редкое землетрясение на юге Сибирской платформы // ДАН. 1998. Т. 363, № 3. С. 392–395.
3. Голенецкий С.И. Сводка макросейсмических данных о землетрясениях на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 8. С. 1245–1250.
4. Павленов В.А. Проблемы сейсмической безопасности каскада ГЭС на р. Ангаре // Исток. Водохозяйственная газета. 1999. № 4–5 (10–11).
5. Павленов В.А., Черных Е.Н. Проблемы наведенной сейсмичности Ангарского каскада ГЭС // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Иркутск, 2004. Вып. 1. С. 190–196.
6. Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. 2007. № 9. С. 18–30.
7. Ташлыкова Т.А. Анализ некоторых вариаций сейсмособытий в районе Усть-Илимского и Братского гидроузлов // IX Рос.-Монг. конф. по астрономии и геофизике. Иркутск, 2011. С. 24.
8. Ташлыкова Т.А. Наведенная сейсмичность Ангарского каскада: миф или реальность? // IX Рос.-Монг. конф. по астрономии и геофизике. Иркутск, 2011. С. 24.

9. Ташлыкова Т.А. Создание и эксплуатация водохранилищ Ангарского каскада ГЭС как триггер в активизации сейсмичности территории // Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности: Мат-лы XXIII Междунар. берег. конф. СПб.: РГГМУ, 2010. С. 141–143.

10. Ташлыкова Т.А. Триггерные эффекты активизации сейсмичности при заполнении и эксплуатации водохранилищ Ангарского каскада // Триггерные эффекты в геосистемах: Мат-лы семинара-совещания. М., 2010. С. 97–98.

11. Ташлыкова Т.А. Экологическая опасность, возникшая с созданием некоторых крупных водохранилищ // Экологический риск и экологическая безопасность. Мат-лы III Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Иркутск, 24–27 апреля 2012. Иркутск: Изд-во ИГ, 2012. С. 265–267.

12. Тржцинский Ю.Б., Леви К.Г. Водохранилища Ангарского каскада ГЭС и проблема наведенной сейсмичности // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2009. № 1. С. 71–79.



С.В. Трофименко, Ю.С. Пушкаревский
Технический институт (филиал) ФГАОУ ВПО
"Северо-Восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова", Нерюнгри, Россия

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ КОМПЛЕКС ИНФОРМАЦИОННО-ЭКСПЕРТНЫХ ОЦЕНОК ДЛЯ ОТОБРАЖЕНИЯ ДИНАМИКИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ОЛЕКМО-СТАНОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Актуальными задачами современных исследований земной коры геофизическими методами остаются вопросы по изучению динамических характеристик разломов [1]. В данном случае к динамическим характеристикам разломов будем относить суммарную величину подвижки и величину деформации по активизированным разломам вследствие произошедших землетрясений за установленный интервал времени.

Признаками активности разломов являются расположенные вдоль них цепочки эпицентров землетрясений. На характер подвижек по разлому могут также указывать особенности происходивших вдоль него землетрясений [2]. Совместное применение двух методов позволяет дополнить и детализировать динамику разлома с изменениями его параметров вдоль разлома и на глубину, а также с временными вариациями их проявлений.

Способ оценки мест и максимальной магнитуды M_{\max} землетрясений по данным об активных разломах основан, во-первых, на самом факте приуроченности большинства сильных землетрясений к разломам и, во-вторых, на их длине и амплитудах выявленных сейсмогенных подвижек. Хотя очаги современных сильных землетрясений могут располагаться в любой части зоны живого разлома, выявлены места, где они возникают особенно часто. Это пересечения и сочленения разнонаправленных разломов и участки, где кулисно расположенные сегменты разломов надстраивают друг друга. Именно там непрерывное движение по разлому затормаживается и происходит накопление упругой деформации, приводящее к сейсмогенерирующему срыву. Использование для оценки M_{\max} данных о длине разлома L и величине сейсмогенных подвижек D основано на уравнениях регрессии типа:

$$M = a + b \cdot \lg L \quad \text{и} \quad M = c + d \cdot \lg L, \quad (1)$$

где a , b , c и d – коэффициенты, эмпирически определенные по данным о подвижках при современных землетрясениях, а M – их амплитуды. Закон затухания интенсивности сотрясений от гипоцентрального расстояния использовался в виде [3]:

$$I = 1/5M - 3.0 \cdot \lg \Delta + 2.5, \quad (2)$$

где M выражается через энергетический класс K по формуле: $K=4+1.8M$. Суммарная погрешность применения формулы (2) для Южной Якутии составляет 5 % (4.81 %), что

позволяет использовать ее для оперативных расчетов. За меру сейсмичности была выбрана величина сейсмической активности A как средней частоты повторения землетрясений определенной энергии [4]. Сравнительный анализ флуктуаций величин ΣE – сейсмической энергии, $\Sigma E^{1/2}$ – условных деформаций Бенъофа и A – сейсмической активности показывает, что оперировать величиной A целесообразнее, нежели ΣE и $\Sigma E^{1/2}$. Это легко понять, если учесть, что период наблюдений над землетрясениями необходимо увеличить в 20 раз при работе с $\Sigma E^{1/2}$ и в 55 при выборе ΣE [4]. Тем не менее расчет величины смещения по формуле (1) при известной магнитуде с учетом того, что суммарная величина накопленной магнитуды равна $M=c+d \cdot \lg D_M$ и $D_\Sigma = \Sigma E^{1/2}$ дает возможность рассчитать подвижки по разломам с учетом проекции сдвиговой компоненты сильного землетрясения на ось активного разлома, для которого рассчитывается смещение.

Второй подход связан с расчетом теоретического смещения D_Σ за инструментальный период наблюдений (либо за выделенный период) и расчетом теоретической магнитуды (энергии) при активизации рассматриваемого разлома [5]. Область динамического влияния разломов для земной коры показана в работе [6] и может быть записана в виде $\delta d = 0.5kL^c$, где δd – ширина зоны влияния разломов или расстояние от осевой зоны дислокации до середины поля повышенных напряжений, L – длина разломов, k, c – коэффициенты пропорциональности, изменяющиеся в пределах 0.3–0.5 и 0.5–0.96 соответственно. Для районов с высокой тектонической активностью можно принять $k = 0.3$, $c = 0.96$.

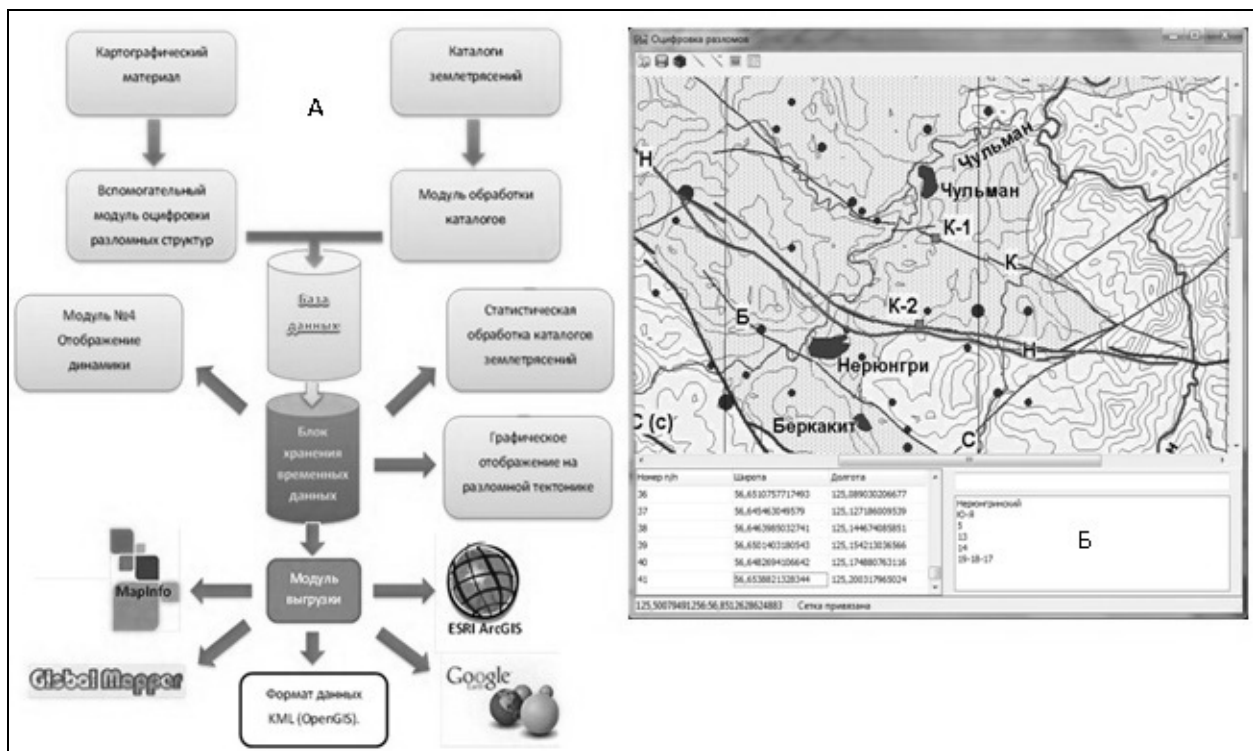


Схема реализации алгоритма расчетов сейсмической активности и выделения активизированных разломов (А) и результат отображения активности за выбранный период с использованием картографических геоинформационных технологий (Б).

Для структурированной геологической среды с линейным размером стороны домена 120–150 км, что характерно для Алданского щита, величина δd составит $\delta d = 0.15 \cdot (120-150)^{0.96} \approx 20$ км. При этом удвоенная величина $\Delta d = 2\delta d$ совпадает с величиной деформационных зон разломов 1-го ранга, определенных по аномалиям геофизических

полей [7]. Таким образом, окончательно методику динамического анализа активных разломов в исследуемый и прогнозируемый период исследований можно представить в виде следующего алгоритма. По созданной электронной базе активных разломов на основе детальных геолого-геофизических исследований строится электронная карта зон динамического влияния разломов; рассчитывается суммарная подвижка $D_{\Sigma} = \Sigma E^{1/2}$ для всех землетрясений, попадающих в зону динамического влияния данного разлома за выбранный период инструментальных наблюдений; рассчитывается относительная величина деформации по активизированному разлому; рассчитывается вероятный балл интенсивности возможного землетрясения; рассчитывается прогнозный период повышенной сейсмической активности; рассчитывается сейсмическая активность; в математической постановке задачи для сопоставления эпицентров землетрясений с пространственным положением разломов задается зона кинематического влияния разлома (h) в соответствии с его рангом и погрешность определения эпицентра землетрясения в зависимости от класса точности σ . Активизация разлома может считаться состоявшейся, если координаты эпицентров землетрясений $a(\varphi_i, \lambda_i) \pm \sigma$ попадают в зону кинематического влияния разлома h . При этом минимизируется величина расстояния (L) от эпицентра до фрагмента разлома.

Все расчеты реализованы в программе автоматизированного контроля сейсмической активности (рисунок, А) [8]. На рисунке, Б, показан результат расчетов сейсмической активности с отображением активизации разломов за выбранный период исследований.

База данных (БД), составляющая основу системы, содержит каталог землетрясений Олекмо-Становой зоны и оцифрованные разломные структуры. Модуль разломных структур позволяет оцифровывать разломы с растровых изображений. Для этого в специальном окне программы требуется загрузить статическое изображение с нанесенными разломными структурами, привязать карту к координатной сетке и путем последовательного наведения курсора вдоль выделенного разлома нажатием клавиши мыши произвести оцифровку разлома с заданной дискретностью. Координаты концов фрагментов разлома будут записаны в таблицу и сохранены в базе данных. Запуск программы позволяет визуально отслеживать миграцию эпицентров землетрясений, а по изменению цветовой гаммы в пределах выделенных разломов оценивать степень их активности (или фрагментов разломов) в заданный период времени. С использованием данного программного модуля по визуальным характеристикам имеется возможность проследить последовательную динамику активизации разломов выделенной области Олекмо-Становой зоны.

Литература

1. Трофименко С.В. Геофизический мониторинг геологической среды для прогнозирования сейсмической опасности // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири: Доклады научного симпозиума, 1–4 июня 2010 г. Хабаровск / Под ред. В.Г. Быкова, А.Н. Диденко. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2010. С. 295–298.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: Геос, 2000. 227 с.
3. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 95–111.
4. Ризниченко Ю.В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. № 5. С. 16–32.
5. Трофименко С.В. Оценка энергии возможного землетрясения Олекмо-Становой зоны // Горный информационно-аналитический бюллетень. Региональное приложение ЯКУТИЯ. 2006. Вып. 3. С. 149–154.
6. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.

7. Трофименко С.В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, №3. С. 64–77.

8. Пушкаревский Ю.С. Комплекс программ визуализации сейсмичности на основе ГИС технологий // Материалы V Международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Бишкек, 2011. Т. 1. С. 276–280.

Ц.А. Тубанов¹, В.Д. Суворов², Г.И. Татьков¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ СЕЙСМОАКТИВНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

По наблюдениям Селенгинской локальной сети станций показано, что очаги землетрясений локализуются в интервале глубин 8–22 км в области, тяготеющей к акватории оз. Байкал [4]. Данные указывают на существование сейсмоактивного слоя в средней части земной коры и довольно близки к ранее полученным оценкам [1, 2], в отличие от более поздних оценок [6, 7]. Отличительной особенностью полученных результатов является использование данных по профилю ГСЗ Усть–Уда–Оймур–Хилок [5], пересекающему исследуемую область, и учет только прямых продольных волн, с исключением аномальных наблюдений.

Анализ времен пробега показывает закономерное уменьшение величины отношения ts/tp с ростом эпицентральных расстояний. Эти изменения видны на фоне широкой полосы разброса, обусловленного, по всей видимости, кроме ошибок во временах пробега волн, латеральными неоднородностями среды. Вслед за решением задачи локализации очагов близких землетрясений по данным продольной волны можно вдоль путей ее распространения от источников к станциям определить осредненные по лучу значения скорости продольной Pg и поперечной волны Sg (при условии равенства путей их распространения). Усреднение скоростей вдоль лучей приводит к потере детальности, но позволяет обнаружить наиболее протяженные и устойчивые изменения скоростей и их приближенное положение в пространстве. Рассчитанные средние (вдоль луча в слоистой модели ГСЗ) скорости продольной и поперечной волн показывают отчетливый тренд их увеличения с эпицентральным расстоянием и в зависимости от глубины. В целом это связано с кривизной лучевых траекторий, обусловленных вертикальной неоднородностью, но отклонения от трендовой компоненты могут быть обусловлены латеральными неоднородностями (а также случайными ошибками при оценке времени в очаге и определении времен вступлений волн). Для корректного изучения латеральных неоднородностей в земной коре тренд зависимости средней скорости от эпицентральных расстояний был исключен.

Область изменения скорости продольной волны в верхней части коры по данным землетрясений значительно шире, чем по наблюдениям ГСЗ. Это обусловлено, с одной стороны, ошибками определения времени в очагах и с другой – латеральными неоднородностями среды. Вместе с тем наблюдается группирование значений скорости, получаемых на отдельных станциях с близкими направлениями распространения волн. Это указывает на присутствие латеральных неоднородностей в слое над очагами землетрясений, и очень важно отделить влияние неоднородностей в покрывающей толще земной коры от таковых в сейсмоактивном слое. При этом важно заметить, что градиент нарастания средней скорости в интервале расположения очагов землетрясений может быть незначительным. Это указывает на вероятное прерывистое присутствие интервала с пониженной скоростью, обнаруженного по данным ГСЗ [3]. Скорость поперечных волн в

целом ниже, чем в ГСЗ, и может незначительно нарастать в этом же интервале глубин 8–22 км, что также не противоречит возможному присутствию этого слоя. Существенно, что волновод отсутствует в априорной модели ГСЗ, использованной при локализации очагов землетрясений. Следовательно, наряду с ошибками, наблюдающийся разброс данных свидетельствует о присутствии значительных латеральных неоднородностей. Это так же (как и для скорости продольной волны) отчетливо проявляется в группировании и значительном различии скорости поперечной волны, по наблюдениям в направлении распространения волн на отдельные станции.

По имеющимся данным построены предварительные схемы изменений коэффициента Пуассона в земной коре по глубине и латерали. В верхнем коровом интервале, от поверхности до глубин 8–10 км, характеризующем свойства коры над сейсмоактивным слоем, коэффициент Пуассона изменяется от 0.27 до 0.31. В слое мощностью 16–22 км контрастность его изменений по глубине и латерали возрастает за счет пониженных значений и коэффициент изменяется от 0.25 до 0.31. При этом на локальных участках наблюдаются протяженные зоны с резко пониженными значениями коэффициента, увеличивающие латеральную контрастность, которая подчеркивает присутствие сейсмоактивного слоя и его неоднородность. Хорошо видно, что очаги землетрясений в акватории оз. Байкал расположены в области повышенных до 0.3 значений коэффициента Пуассона, а под Селенгинской депрессией пониженных до 0.25. Наблюдаемые вариации коэффициента Пуассона (и скоростей) являются очень значимыми, так как они усреднены на большой базе.

Полученные данные свидетельствуют о скоростной неоднородности сейсмоактивного слоя земной коры БРЗ, проявляющейся в контрастных изменениях коэффициента Пуассона, по всей видимости, контролирующей размещение очагов землетрясений.

Результаты получены при поддержке Интеграционных проектов СО РАН № 111 и № 54.

Литература

1. Аниканова Г.В., Боровик Н.С. Новые данные о глубинах очагов землетрясений Прибайкалья // Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 157–161.
 2. Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 3–42.
 3. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р– и S– волнах / С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, Г.В. Петрик, В.Н. Сергеев, И.Ф. Шелудько, Е.Н. Тен, Ю.В. Кульчинский, М.М. Мандельбаум, В.С. Селезнев, В.М. Соловьев, В.Д. Суворов. Новосибирск: ВО «Наука». Сиб. издат. фирма, 1993. 199 с.
 4. Суворов В.Д., Тубанов Ц.А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под Центральным Байкалом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 8. С. 805–818.
 5. Сун Юншен, Крылов С.В., Ян Баоцзюнь, Лю Цай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал – Северный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 2. С. 1–15.
 6. Devershere J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int. 2001, V. 146. P. 714–430.
 7. Petit C., Devershere J. Velocity structure of the northern Baikal rift, Siberia, from local and regional earthquake travel times // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22, № 13. P. 1677–1680.
-

Л.А. Хамидов¹, И.М. Джумабаев¹, Ф.Р. Артиков¹, К.А. Адиллов²

¹ Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан

² Ташкентский автомобильно-дорожный институт, Ташкент, Узбекистан

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ И ГЕОДИНАМИКИ В ЗОНАХ ДЕФОРМАЦИОННОГО ВЛИЯНИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Длительные сроки эксплуатации водохранилищ, высокая частота изменения их объемов по сравнению с уровнем современных геодинамических движений, большие объемы содержащейся в них воды, интенсивная концентрация оттока из них крупного объема воды в периоды орошения на ограниченных периодах времени – все это способствует нарушению регулярного начального напряженно-деформированного состояния бортов каньонов в ближних зонах деформационного влияния водохранилищ. Нагрузки в чашах водохранилищ в несколько раз будут превышать возможную критическую нагрузку, способную нарушить устойчивость внутренних трещин [1, 2].

Изменение деформации в ближней зоне водохранилищ по данным режимных геодезических съемок, проведенных в районе Гиссаракского водохранилища при разных объемах, существенно влияет на геомеханические свойства среды. При изучении изменения максимальных напряжений на разных расстояниях при малом изменении осредненного объема водохранилища Гиссарак выявлено, что при падении уровня воды в водохранилище от 1.5 до 2 % деформации снижаются интенсивнее, чем при изменении первоначального объема от 0.5 до 1 %. При убывании высоты полезного объема водохранилищ максимальные деформации пропорциональны уменьшению первоначальной нагрузке. Они также могут влиять и на уровень сейсмичности. Землетрясения в районе Гиссарского водохранилища изучаются давно. Однако накопление систематических сведений о них начато лишь с открытием сети сейсмических станций. В результате построения графика Беньофа района Гиссаракского водохранилища выявлено, что с 1980 г. по 14 мая 1982 г. на графике наблюдался плавный подъем, а именно происходило слабое высвобождение энергии [2, 3]. 14 мая 1982 г. произошло землетрясение с $K=11.8$, с этим событием наблюдался резкий скачок с последующей стабилизацией, но 22 апреля 1983 г. произошло землетрясение с $K=12.1$ – наблюдался второй скачок, после чего произошла стабилизация. 15 марта 1984 г. началось резкое высвобождение энергии, и 12 мая 1984 г. произошло землетрясение с $K=11.6$. После этого наблюдавшаяся активизация высвобождения энергии не прекратилась, происходили сейсмические события: 26 июля 1984 г. с $K=10.6$ и 10 января 1985 г. с $K=11.1$. Данная активизация прекратилась землетрясением 13 июня 1985 г. с $K=11.4$. Это событие на графике Беньофа стало последним скачком на тот период. После этого скачка началась постепенная стабилизация высвобождения энергии, которая приближается к линии накопления деформации. Эта стабилизация, возможно, является периодом подготовки другого сейсмического события, которое может произойти в данном районе [2–4].

В ходе анализа графика Беньофа были заданы две линии, которые характеризуют: накопление упругих деформаций (нижняя линия) и высвобождение накопленной энергии (верхняя линия). В работе [5] отмечается, что чем ближе ход графика Беньофа к нижней линии, тем больше возможность возникновения сейсмического события, а если ход графика Беньофа стремится к верхней линии, то это показывает, что происходит или произошла разрядка упругих деформаций. Проведенные линии заданы в ходе изучения графика Беньофа (рисунок).

Произошедшие два события – 14.05.1982 г. с $K=11.8$ и 22.04.1983 г. с $K=12.1$ – почти одинаковой энергии, и период между ними равен приблизительно одному году. И, если проанализировать все последующие годы, то можно увидеть, что в течение одного года после этих двух событий произошли землетрясения – 12.05.1984 г. с $K=11.6$ и

13.06.1985 г. с $K=11.4$, которые, возможно, проявились в тот период, когда могло бы произойти более сильное сейсмическое событие в данном районе.

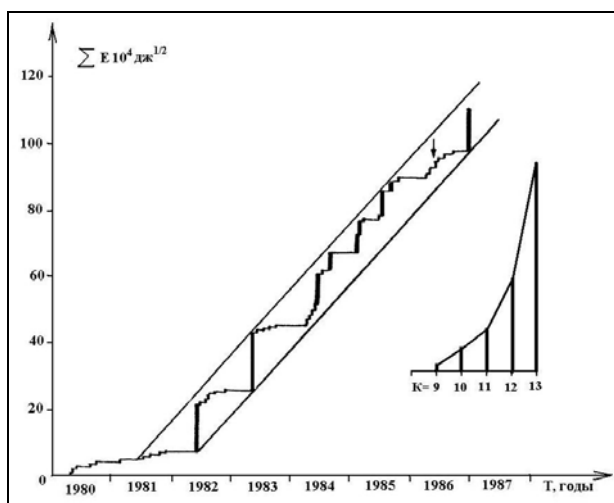


График Бенъофа [3, 4, 6].

Из вышеописанного следует, что в данном районе исследования повышается вероятность возникновения сильного землетрясения с $K=12.0$, которое могло бы произойти в ноябре 1986 г. – феврале 1987 г. При наблюдении за ходом сейсмичности района было выявлено, что 10 января 1987 г. произошло землетрясение с $K=11.7$ с географическими координатами: $\gamma=39.60^\circ$ с.ш. $\lambda=60.01^\circ$ в.д., которое попадает на территорию изучаемой площади. Как видно из графика (рисунок), в 1982 г. произошло землетрясение с $K=12$, которое повторилось в 1983 г., а в 1984 г. произошла серия землетрясений с $K=11.0$. В 1985 г. также произошли два землетрясения с $K=11.0$, и в 1986 г. не наблюдались землетрясения с $K=11.0$. Это

затишье продолжалось в течение полутора лет и завершилось землетрясением 10 января 1987 г. ($K=11.7$). Если накопление и высвобождение энергии выйдут за данные линии, то, в случае увеличения периода накопления, возможно, и произойдет сильное землетрясение с $K \geq 13.0$, а в случае быстрого высвобождения упругих деформаций можно считать, что цикл накопления энергии землетрясений с $K=12.0$ закончился, и, возможно произойдет более сильное сейсмическое событие.

Известно, что поведение параметра γ (тангенс угла наклона графика повторяемости) во времени укладывается в рамки качественной теории подготовки землетрясения и теории ЛНТ [4, 5]. Можно полагать, что увеличение γ связано с усилением слабой сейсмичности в области будущего сильного землетрясения, а последующее уменьшение вызвано объединением разрывов и образованием более крупных. Анализ значений наклона графика повторяемости γ показывает, что расхождение в значениях γ лежит в пределах ошибок. Это позволяет считать, что до создания водохранилища в исследуемом районе среднесрочное значение параметра γ графика повторяемости существенно не изменялось. Для последних интервалов нагрузки значение γ графика повторяемости резко уменьшилось – в данный период началось заполнение водохранилища и его сработка. Значение параметров графика повторяемости Гиссаракского района для различных временных интервалов показано в таблице.

Сопоставление значений параметров графика повторяемости за отдельный временной интервал показывает, что они характеризуется уменьшением параметра с $\gamma=0.57$ до $\gamma=0.34$. Значения параметра γ , полученные для различных сроков осреднения, показывают, что сейсмический режим в период, включающий первый цикл начала строительства водохранилища (1972–1983 гг.), отличается от второго цикла начала заполнения водохранилища (1985–1987 гг.) и отличается от третьего цикла эксплуатации водохранилища (1987–2010 гг.). Из вышеприведенного следует, что в районе Гиссаракского водохранилища в период его заполнения и эксплуатации происходили изменения параметра γ , которые возможно связаны с подготовкой сильного землетрясения. В работе [6] указывается, что подготовка сильного тектонического землетрясения вблизи водохранилищ характеризуется значимым уменьшением параметра γ . Перед землетрясениями с $M=4.04-4.60$ уменьшение γ происходило на 16 %, а перед землетрясением с $M=5.0$ уменьшение составляло 28 %. Также отмечается, что для

землетрясений $M=3.9-4.3$, вызванных воздействием водохранилища – резким снятием нагрузки, наблюдался обратный эффект – увеличение параметра γ до 20 %.

Параметры графика повторяемости землетрясений
для Гиссаракского района

№п/п	Периоды наблюдений	Класс K	Значение γ	Примечание
1	1980–1986 гг.	8–12	0.43 ± 0.04	Период завершения строительства и начало эксплуатации водохранилища
2	1985–1987 гг.	8–12	0.42 ± 0.06	Период начала заполнения водохранилища
3	1987–2010 гг.	8–12	0.34 ± 0.08	Период режимной эксплуатации водохранилища

Таким образом, создание Гиссаракского водохранилища привело к изменению напряженного состояния территории, что вызвало уменьшение угла наклона графика повторяемости. Для естественных тектонических условий низкое значение γ соответствует увеличению опасности возникновения сильного землетрясения, так как сейсмическая энергия разряжается небольшими порциями при высоком уровне активности слабых толчков.

Литература

1. Хамидов Л.А., Шукуров М.А. Локальная сейсмичность зоны деформационного влияния Гиссаракского водохранилища // Материалы III Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». Кисловодск, 2008. С. 211–216.
2. Яковлева И.Б., Меденцева Г.П. Сейсмичность района Гиссаракского водохранилища // Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. С. 77–90.
3. Касымов С.М., Джураев Н.М., Тимбеков И.Х., Мирзаев В.М. Сейсмическое микрорайонирование площадей строительства гидротехнических сооружений Узбекистана.- Ташкент: Фан, 1974. 155 с.
4. Хамидов Л.А., Зияудинов Ф.Ф., Фахруддинов Ж.Ф., Хамидов Х.Л., Шукуров М.А. Сейсмичность зон деформационного влияния водохранилищ Узбекистана // 11-е Сергеевские чтения. Юбилейная конференция, посвященная 95-летию со дня рождения академика Е.М. Сергеева (1914–1997). М., 2009. С. 123–128.
5. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Мамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процесса подготовки землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 10. С. 10–18.
6. Плотникова Л.М. Оценка пространственного напряженно-деформированного состояния земной коры в результате заполнения крупных резервуаров // Геология и минеральные ресурсы. 2008. № 4. С.50–57.



Х.Л. Хамидов

Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан

ВЫЯВЛЕНИЕ МОРФОКИНЕТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Одним из основных морфокинетических показателей современной геодинамики являются смещения земной поверхности [1]. Они поддаются реальным измерениям и регистрации современными геодезическими методами. Выявление морфокинетических показателей современной геодинамики Западного Тянь-Шаня практически сводится к изучению современного перемещения поверхности Земли и в настоящее время дает возможность достаточно удовлетворительно охарактеризовать формы изменений рельефа

и тектонические движения земной коры. Подобные смещения существуют в зонах сейсмоактивных разломов всегда [2]. Наиболее изученными являются вертикальные движения Западного Тянь-Шаня. Они определялись ранее методом повторных геодезических профильных съемок, а в настоящем – с применением GPS-съемок. На основе анализа результатов геодезических и сейсмологических наблюдений установлен ряд эмпирических закономерностей для оценки форм изменений рельефа в зависимости от энергии очагов землетрясений [3]. Они установлены в результате анализа деформаций в эпицентральных зонах произошедших сильных землетрясений на локальных участках земной коры, поэтому не являются универсальными для любой формы нагружения и локального изменения силового поля.

Для правильной интерпретации наблюдаемых на поверхности современных движений и соответствующих им деформационных процессов необходимо иметь в виду, что регистрируемые морфокинетические показатели, так же как и структура поля смещений, могут наблюдаться на некотором расстоянии от точек измерений. Следовательно, чем крупнее блок, определяемый особенностью поля, тем глубже распространяется на глубину соответствующая ему особенность движений [4]. В активных областях, наряду с факторами глубокого, возможно верхнемантийного, заложения, имеют место воздействия процессов, определяемых приповерхностными условиями, а также толщей пород фундамента. К сожалению, накопленный в настоящее время материал не позволяет с абсолютной достоверностью проводить разделение движений на отдельные составляющие по признакам их происхождения. Пока во многих случаях приходится руководствоваться грубым предположением о том, что чем масштабнее особенность движения, тем и более крупным во всех измерениях является блок [4]. В этом отношении очень полезными оказались подходы, основанные на расчетах и использовании данных о происходящих деформационных процессах.

В данной работе в качестве примера рассмотрено соотношение морфокинетического показателя для части Чаткальской горной зоны Западного Тянь-Шаня и форм изменений рельефа, возникших при Ташкентском (1966 и 2008 гг.) и Назарбекском (1980 г.) землетрясениях [5]. Приведем их краткие характеристики.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=5.3$; глубина первоначальная $H=8.3$ км; приурочено к Приташкентскому разлому, глубина до $h=6$ км; длина более $z=100$ км; деформация в очаге $\varepsilon_0=2.45 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности около $r_0=12$ км; радиус площади сильных поднятий $R=2.45$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{\max}=42$ мм; протяженность очага $a=5060$ м; на поверхности имеются трещины; сопровождалось большим количеством афтершоков.

Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980 г.: магнитуда $M=5.2$; глубина очага $H=20$ км; приурочено к Каржантауской флексурно-разрывной зоне Чаткальской горной области; деформация в очаге $\varepsilon_0=8.7 \times 10^{-4}$; максимальное перемещение поверхности $v_{\max}=42$ мм; на поверхности Земли имеются трещины отрыва малых размеров; сопровождалось афтершоками.

Ташкентское землетрясение 26 августа 2008 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=4.6$; глубина первоначальная $H=10$ км; приурочено к Приташкентскому разлому Чаткальской горной области, глубина до $h=5$ км; длина более $z=40$ км; деформация в очаге $\varepsilon_0=0.87 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности около $r_0=7$ км; радиус площади сильных поднятий $R=1.3$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{\max}=21$ мм; протяженность очага $a=3500$ м; на поверхности асфальтированных дорог и в бортах внутренних водоемов в центральной части города имеются трещины от 2 до 30 см; афтершоками не сопровождалось.

В табл. 1 показаны эмпирические формулы апробированных для разных форм смещений при землетрясениях, по которым определены модули полного вектора

смещений согласно данным разных авторов. В табл. 2 даны результаты расчетов по эмпирическим зависимостям и сравнение их с данными геодезии для указанных событий.

В конце прошлого столетия А.Р. Ярмухамедовым, Д.Х. Якубовым с соавторами была составлена карта молодых и современных движений Узбекистана в масштабе 1:1000000 на основе компилятивных и собственных геолого-геоморфологических материалов с использованием данных геодезических измерений, полученных на геодинамических полигонах Узбекистана. Аналогичная карта была составлена для территории Восточного Узбекистана в масштабе 1:500000 [1, 5].

Таблица 1. Эмпирические формулы определения модуля полного вектора смещений для землетрясений Мира по данным разных авторов

Формулы для вычисления полного вектора смещений	Параметры	Источники данных и апробация формул
$\lg W_{\text{эмп}}^1 = 0.767M - 3,534$	M – магнитуда	Ташкентское землетрясение 1966 г. (Ср. Азия)
$\lg W_{\text{эмп}}^2 = 2.22\lg 2r - 0,967$	$\lg r = 0.275M - 0.595$; r – радиус области существенных деформаций	Мацусирское землетрясение 1965 г. (Япония)
$\lg W_{\text{эмп}}^3 = 0.6M - (\lg S_0 + 2.3)$	S_0 – величина фоновых скоростей горизонтальных движений	По мировым данным (S_0 от 2 до 5 мм/год)
$\lg W_{\text{эмп}}^4 = \lg W_{\text{эмп}}^1 - d_{\text{тр.отр}}$	$\lg d_{\text{тр.отр}} = 0.6M - 4.0$; $d_{\text{тр.отр}}$ – макс. ширина зияния трещин	Газлийское землетрясение 1984 г. (Ср. Азия)
$\lg W_{\text{эмп}}^5 = 0.63M - 2.73$	M – магнитуда	Новозеландские землетрясения с 1965 по 1975 г.

В связи с фрагментарностью представленных материалов на отдельных крупномасштабных картах, нами при количественных оценках использованы данные карты масштаба 1:2500000. Анализ имеющегося картографического материала позволяет оценивать особенности молодых смещений в зонах различных сейсмоактивных разломов Западного Тянь-Шаня, скорость которых характеризуется различными значениями – в орогенной части она намного выше, чем в пределах платформенной.

Таблица 2. Значения вертикальных смещений при землетрясениях в Чаткальской горной области и их сопоставление с эмпирическими данными (в мм)

Компоненты перемещений			Смещения при землетрясении		
			Ташкент 1966 г.	Назарбек 1980 г.	Ташкент 2008 г.
Вертикальное (нивелировка)	$v_{\text{нив.}}$	Геодезическая сеть	42.2	35.1	21.4
Полное перемещение (по эмпирическим формулам)	$w_{\text{эмп.}}^1$	Расчет для поверхности земли над очагом землетрясений	35.8	28.5	16.6
	$w_{\text{эмп.}}^2$		44.9	37.5	23.8
	$w_{\text{эмп.}}^3$		39.5	33.1	22.1
	$w_{\text{эмп.}}^4$		43.3	36.2	23.9
	$w_{\text{эмп.}}^5$		42.5	35.3	18.7
Оценки	$w_{\text{сп.}}^1$	Среднее	41.2	34.1	21.2
Отклонение	Δv	Отклонение	5.9	8.5	4.4

Сравнительные данные по полигонам Узбекистана свидетельствуют о различном характере проявления морфокинетических показателей и активности земной коры в этих районах. На Кызылкумском полигоне скорость в равнинной зоне составляет от 2... –3 до –2... –4 мм/год, в горах – до 12–15 мм/год, в зонах разломов – до 18–22 мм/год. На Ташкентском полигоне скорость в равнинной зоне составляет до 15 мм/год, в предгорьях – до 10–15 мм/год, в горах до 60 мм/год, зонах разломов до 30 мм/год, при движениях, связанных с сейсмическими событиями, – более 40 мм/год. На Ферганском полигоне

скорость на равнине составляет 10–15 мм/год, во впадинах в пределах –10 мм/год, предгорьях – до 20–24 мм/год, зонах разломов – до 30–40 мм/год. Результаты сравнения, даже при визуальном сопоставлении, показывают, что перемещения или формы движений хорошо согласуются с данными инструментальных наблюдений.

По-видимому, в первом приближении, эти оценки можно принять достаточными для характеристики форм смещений поверхности Земли. Если придерживаться схемы общего описания локального деформирования как эллипсоидальных изолиний, то расчеты, приведенные в статье, количественно описывают молодые движения свободной поверхности в связи с землетрясениями, не претендуя при этом на общность.

Литература

1. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Среднего Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. Ташкент: Фан, 1988. 163 с.
2. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 115–122.
3. Добровольский И.П. О модели подготовки землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1992. № 6. С. 31–47.
4. Миди Б.Дж., Хагер Б.Х. Современное распределение деформаций в Западном Тянь-Шане по блоковым моделям, основанным на геодезических данных // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1622–1633.
5. Хамидов Л.А. Изучение распределения напряжений в Чаткало-Кураминской горной зоне // Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений. Ташкент, 2004. С. 191–197.



С.И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ДЕСТРУКТИВНЫЕ ЗОНЫ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИХ АКТИВИЗАЦИЯ НА СОВРЕМЕННОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ЭТАПЕ

Деструктивные зоны литосферы (ДЗЛ) формируются в ее верхней хрупкой части при длительном однотипном напряженном состоянии. Они представляют собой области ее повышенной раздробленности и относительно высокой плотности разломов, интенсивного напряженного состояния, высоких скоростей деформирования среды и контрастных вариаций значений геофизических полей [1, 2]. Являясь наиболее крупными членами масштабной иерархии разломных структур, ДЗЛ заключают в своем внутреннем строении многочисленные разрывные нарушения (трещины и разломы) и вычлняемые ими блоки широкого спектра форм и линейных размеров. Морфологические и кинематические особенности внутренней структуры ДЗЛ определяются типом напряженного состояния. ДЗЛ характеризуются высоко-градиентными показателями вертикальных и горизонтальных движений, относятся к наиболее нестабильным областям литосферы и представляют собой территории потенциальных природно-техногенных катастроф. Во временной структуре ДЗЛ особо выделяются зоны современной деструкции литосферы, которые в большинстве случаев контролируют активные на современном геодинамическом этапе сейсмические пояса и зоны Земли.

В границах Байкальской рифтовой системы (БРС) выделена зона современной деструкции литосферы [3]. Она представляет собой пояс современного разломообразования и/или активизации разломов более древнего заложения в сочетании с линейно расположенными стабильными за многолетний период времени ареалами концентрации эпицентров землетрясений. Последние отражают активно протекающий в настоящее время процесс удлинения, слияния или формирования отдельных разломов, что

в целом характеризует активизацию, разломообразование и синхронно сопутствующую им сейсмичность на современном геодинамическом этапе развития БРС. Зона современной деструкции может рассматриваться как самостоятельная разрывная геотектоническая структура более высокого по сравнению с крупными разломами иерархического уровня, контролирующая Байкальскую сейсмическую зону [4].

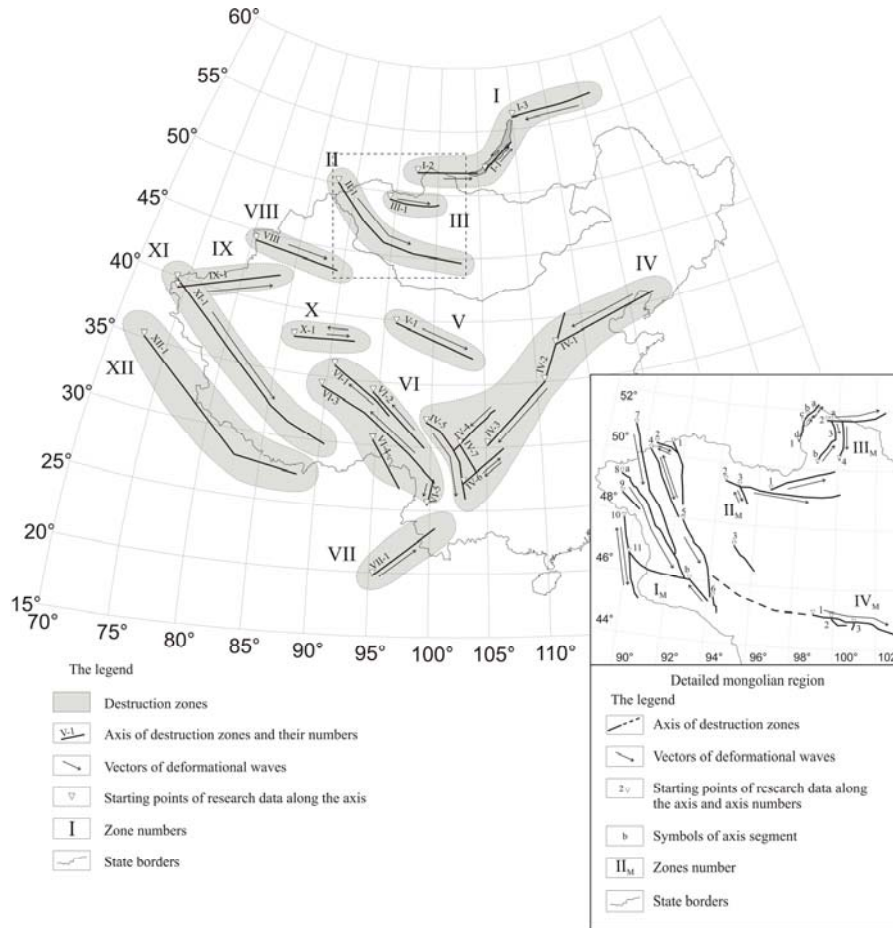


Схема векторов деформационных волн, возбуждающих короткопериодную активизацию зон современной деструкции литосферы (сейсмических зон) Центральной Азии.

Протяженные ДЗЛ выделены при анализе эпицентрального поля сильных землетрясений Азии с $M \geq 4.5$ [5]. Они представляют собой линейновытянутые пространственноближенные области сгущения региональных и локальных разломов и повышенной плотности эпицентров землетрясений, объединяющиеся в несколько самостоятельных сейсмических зон Азии. Новые методические приемы [6–8] позволили в выделенных сейсмических зонах изучить короткопериодную (месяцы, годы, десятилетия) активизацию разломов на современном геодинамическом этапе развития. Показано, что в базовой структуре сейсмических зон лежат формирующие ее наиболее активные в современную геодинамическую стадию развития разломы.

Для оценки интенсивности короткопериодной активизации разломов в реальном времени предложено использовать их количественный индекс сейсмической активности (КИСА) ξ_n (км^{-1}), под которым понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов K , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния W (км) за заданный промежуток времени t (годы) [8]: $\xi_n = \sum n(W, K, t)/L$.

Составленная программа позволяет выделять активные за заданные начальные и конечные интервалы времени разломы ДЗЛ, а задаваемые более короткие интервалы

времени t дают возможность детально проследить их (разломов) короткопериодные вариации активности. Активизации рядом расположенных разломов часто происходят асинхронно при постоянном, стабильном региональном поле напряжений. Его нельзя считать причиной асинхронной активизации разломов. Источником короткопериодной дестабилизации разломов являются деформационные волны.

Разработаны методы фиксирования деформационных волн и оценки их фазовых (векторных) скоростей по мониторингу землетрясений в активных разломах ДЗЛ. Составлена схема векторов направленности деформационных волн в ДЗЛ Центральной Азии (рисунок), и зафиксирована их общность в ряде ДЗЛ. Сделан вывод о едином согласованном механизме активизации ДЗЛ деформационными волнами, генезис которых связан со значительными перемещениями, регистрируемыми на межплитных и/или межблоковых границах.

Изучены основные параметры волн (длина, скорость, период), которые зависят от протяженности смещающихся контактов или разрывов, прочностных свойств деформируемой среды и ее первичной однородности, скоростей смещений, а также от внутренней структуры разломов, ее вещественного наполнения и «прочностного» состояния. Естественно, поставленная задача решается на базе крупных межплитных смещений и соответствующих им характеристических параметров возбуждаемых волн. Оценка параметров деформационных волн производится на основании сейсмологического мониторинга – статистических закономерностей пространственно-временного распределения эпицентров землетрясений в областях динамического влияния разломов в конкретных сейсмических зонах.

Изложенное свидетельствует об интенсивной короткопериодной активизации разрывных структур на современном геодинамическом этапе развития Центральной Азии и необходимости разработки и углубления методов детального анализа кинематики крупных блоковых структур континентальной литосферы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-91161-ГФЕН_а), проектов ОНЗ РАН 7.7; Президиума РАН № 4.1; VII.64.1.4. и ГК 14.790.11.0411.

Литература

1. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: РАН, МТКнига, 1996. С. 157–158.
2. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41–53.
3. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Сейсмический процесс и современная многоуровневая деструкция литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1458–1470.
4. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.
5. Шерман С.И., Лунина О.В., Савитский В.А. Напряженное состояние и зоны современной деструкции литосферы Азии // Проблемы и перспективы развития горных наук. Т. 1. Геомеханика. Новосибирск: Ин-т горного дела СО РАН, 2005. С. 34–39.
6. Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // ДАН. 2006. Т. 408. № 3. С. 398–403.
7. Горбунова Е.А., Шерман С.И. Медленные деформационные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинамический анализ // Тихоокеанская геология. 2012. № 1. С. 15–25.
8. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // ДАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 395–398.

V. ОПАСНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ



В.Р. Алексеев
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
Якутск, Россия

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ НАЛЕДНЫХ УЧАСТКОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Мерзлотно-геологические процессы в криолитозоне резко активизируются на участках формирования крупных наледей подземных вод. В результате многолетнего совокупного воздействия массы льда, талых наледных вод и низких температур воздуха здесь подрезаются склоны долины, уничтожаются террасы, передислоцируются аллювиальные отложения, русло реки расчленяется на ряд мелких мигрирующих протоков и пр. В результате ниже наледеобразующих источников формируются так называемые наледные поляны – относительно плоские участки земной поверхности с характерными формами микро- и мезорельефа и специфическим гидротермическим режимом. Обычно они безлесные, частично задернованные или полностью лишены почв и растительного покрова. В пределах наледных участков речных долин выявлена четко выраженная сезонность развития геодинамических процессов.

В *осенне-зимний период*, длящийся обычно 2–3 месяца, ничего неординарного не происходит – развитие подледных деформаций, переотложение грунтов осуществляются по хорошо известным и детально описанным схемам. На одних участках реки по мере истощения стока образующийся речной лед проседает или нависает над водным потоком, а на других – перекрывается небольшим слоем наледи речных вод, границы распространения которой превышают уровень осенней межени на несколько десятков сантиметров.

В *зимне-весенний период* (примерно с декабря или января до начала снеготаяния) руслоформирующие процессы полностью прекращаются, однако развивается ряд явлений, которые имеют доминирующее значение во всем ходе трансформации русловой сети и всего дна долины. В это время в руслах рек между промерзшими перекатами образуются ледяные бугры пучения, из которых под большим давлением периодически изливаются и слой за слоем намерзают застойные воды. На малых реках ледяные курганы высотой до 3 м с радиальными трещинами на их вершинах следуют друг за другом на протяжении многих километров. При полном промерзании водного потока к нижней поверхности ледяного покрова примерзают русловые отложения, которые воздымаются вместе со льдом в процессе дальнейшего промерзания подрусового потока. Такие грунтово-ледяные бугры пучения иногда взрываются, и тогда из их недр извергаются потоки воды, грязи, крупные валуны и галька. Известен случай, когда на реке Зея в Амурской области во время взрыва ледяного кургана погиб караван лошадей вместе с сопровождающими его людьми. Другой характерный пример – взрыв грунтово-наледного кургана в долине реки Онон у Амуро-Якутской автомобильной магистрали весной 1928 г. Тогда при взрыве гидронапорной криогенной системы были вырваны глыбы грунта и льда длиной до 19 м, шириной 5 м и толщиной до 2 м, которые уничтожили автодорожный мост и были унесены потоками хлынувшей воды на 120 м вниз по долине.

Зимой наледные участки долин становятся ареной интенсивного движения грунтов не только в пределах промерзающих русел рек, но и за их пределами. Послойное намораживание воды активизирует формирование пластовых и линзовидных залежей подземного льда (гидролакколитов). Ежегодно под толщей наледей, в том числе и в

лесных массивах, на глубине 0.3–0.8 м от поверхности земли образуются слои инъекционного льда толщиной до 1.0 м, часто с включениями большого количества валунов и гальки. Площадь их распространения может занимать от 10 до 80 % зрелых наледных полей. На месте формирования пластовых льдов перекрывающий их грунт вместе с наледным льдом поднимается на высоту 0.8–1.0 м, а в случае большого локального гидродинамического напора может воздыматься даже на 4–5 м выше своего прежнего местоположения. Примечательно, что подобные вертикальные движения происходят на некотором удалении от основания горных склонов и террас, в результате чего поверхность дна долины к весне оказывается пирамидально выпуклой, осложненной буграми и грядами гидролакколитов. В зоне активного наледообразования к началу снеготаяния в речной долине образуется приподнятая льдогрунтовая плита (вместе с вмёрзшими деревьями и кустарниками) толщиной от 1.5 до 3.5 м, которая простирается во всю ширину долины и встает на пути движения паводковых вод, что во многом определяет развитие дальнейших гидрологических процессов.

Весной речной поток, выходя из узкой долины на широкое наледное поле, расплывается, теряет свою скорость, эрозионная деятельность его фактически равна нулю. Со временем, однако, вода вырабатывает серию ледяных русел, которые быстро углубляются, потоки разрезают ледяную толщу на несколько крупных блоков и начинают интенсивно эродировать наледное ложе. Активное переотложение грунтов происходит не только на участках открытых водных потоков, но и подо льдом. В это время величина глубинной эрозии может существенно превышать величину сноса на вышележащих участках долины. Поскольку ледяные каналы закладываются из года в год в разных местах, участки эрозионных процессов смещаются относительно друг друга и таким образом механическое воздействие водных потоков распространяется на все наледное ложе. В итоге аллювиальные отложения неоднократно перемещаются, почвенно-дерновый слой разрушается, вымываются корни деревьев и кустарников, сдвигается моховой покров, растительность в неповрежденном виде сохраняется лишь на небольших, вытянутых вдоль долины островках и грядах с обрывистыми, осыпающимися склонами.

В период снеготаяния речные воды часто подпруживаются ледяными массивами и идут по контакту наледей с береговыми уступами, где за счет поглощенной солнечной радиации между льдом и грунтом возникают клиновидные зазоры, похожие на трещины. По ним закладываются глубокие каналы стока. Как правило, по этим каналам проходит основная часть воды во время бурных весенних паводков, при этом водные потоки интенсивно размывают береговые отложения и переносят взвешенные наносы в нижнюю часть наледных полей или выбрасывают на лед. Нередко вода очень быстро проникает под сезонномерзлый слой грунтов и начинает вымывать подстилающие талые отложения – возникает катастрофически быстрое отступление берегов вследствие обвала и термоэрозионного разрушения мерзлых пластов. Суффозионно-эрозионный процесс сопровождается характерными трещинами оседания и массовым обрушением мерзлых блоков с лежащими на них пластинами наледного льда.

Летом препарированные ледяные глыбы и крупные массивы льда бронируют местность от воздействия солнечной радиации и воздействия атмосферных осадков, препятствуют протаиванию аллювиальных отложений, а также регулируют направление водных потоков. Во время дождевых паводков происходят подвижки льда, а иногда и настоящие ледоходы. Разрушение ледяных массивов происходит не только с верхних и боковых поверхностей, но и снизу, чему способствуют многочисленные подледные потоки воды. В процессе таяния значительные участки ледяных полей нависают над своим ложем или лежат на льдогрунтовых опорах и выступах горных пород, при этом они часто прогибаются, растрескиваются и обрушиваются. Падающие своды ледяных тоннелей, оседающие и перворачивающиеся глыбы льда уплотняют грунт, придавливают стебли растений, ломают и расплющивают стволы деревьев и кустарников.

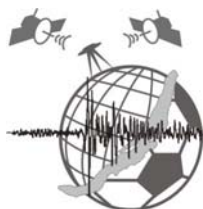
После отступления кромки наледного льда начинают вытаивать подземные льды, на их месте возникают термокарстовые провалы, борозды, канавы или серия одноуровневых термоэрозионных террас высотой 0.5–0.8 м, разделенных руслами мигрирующих водотоков. При вытаивании инъекционных льдов часто образуются “грибы”, ножкой которых является обтаявший ледяной пласт, а шляпкой – кусок дернины с живыми растениями. В других случаях возникают озоподобные конусы, бугры и гряды, внутренняя часть которых сложена неслоистым прозрачным льдом. Весьма характерные термокарстовые формы рельефа образуются при разрушении бугров пучения. Вытаивание их ледяных ядер или сводов приводит к образованию округлых кратероподобных углублений, обрамленных хаотически сложенными валами грунта с включениями фрагментов почв, стволов деревьев и кустарников и обрывков дернины. Такие кратеры иногда превращаются в небольшие глубокие озера.

При вытаивании повторно-жильных льдов на наледных полях вначале образуются канавы, заполненные водой, над которыми возвышаются блоки вмещающих жилы грунтов. В плане такие участки местности выглядят как полигональная сеть. Постепенно в узлах этой сети формируются небольшие котловины, занятые водой. Если канавы осушаются, начинается быстрая деградация многолетнемерзлых грунтов, и территория превращается в систему невысоких бугров-байджемахов.

По мере стаивания наледей эрозия в пределах наледных полей затухает, поскольку энергии раздробленных водных потоков не хватает для массового переноса грунтов. Вместе с тем транспортирующая способность реки выше наледи не только сохраняется на прежнем уровне, но и увеличивается во время дождевых паводков. В результате подавляющая часть влекомых и взвешенных наносов оказывается отложенной на выровненной части днища долины, а иногда и на поверхности льда. Ниже наледной поляны энергия речного потока вновь повышается, во-первых, за счет дополнительного притока талых вод (таяние наледи и подземных льдов), а во-вторых, благодаря тому, что все мелкие протоки вновь соединяются в единое русло.

Осенью наледи сохраняются лишь на участках с мощностью льда более 5–7 м, в затененных местах или в районах с очень коротким и холодным летом. Остатки наледей в это время года практически не влияют на развитие эрозионных процессов, поскольку сток осуществляется в уже сформировавшихся каналах. С наступлением зимы они входят в состав «свежих» массивов и выполняют регулирующие функции в новом режиме. На остальной части наледных полей обстановка стабилизируется в соответствии с неналедными участками долин, т.е. здесь завершается протаивание мерзлых грунтов, уменьшается уровень воды в русловой сети, наледная поляна осушается и приобретает характерные черты местности с посткриогенными явлениями. Перед началом зимы суммарный расход водных потоков на наледной поляне заметно меньше объема стока в реке на входе, так как часть воды инфильтруется в толщу протаявших грунтов, распластываясь по всей ширине долины. Если благоприятствуют мерзлотно-геологические условия, на выходе из наледной поляны подземные воды вновь собираются в русле главного потока.

Наледные участки речных долин являются очагами развития опаснейших криогенных процессов, вызывающих необратимые деформации и разрушение инженерных сооружений и коммуникаций, поэтому их картографирование и изучение необходимо включать в программу инженерно-геологических съемок, предшествующих хозяйственному освоению местности.



Д.А. Боброва

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

ЛАВИННАЯ ОПАСНОСТЬ РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЙ О. САХАЛИН

Введение. Считается, что лавиноопасными являются только горные территории. Так, например, низкие склоны речных террас часто не считают лавиноопасными, и при оценке лавинной опасности эти зоны выделяют как территории, не представляющие угрозы для населения. Но между тем в Сахалинской области лавины, формирующиеся на низких склонах речных террас (высотой до 50 м), представляют постоянную опасность для населения и хозяйства [3].

Ежегодно в долине р. Рудановского на территории с. Чехов (юго-западное побережье о. Сахалин) на речных террасах высотой 20 м сходят лавины объемом от 50 м³, а в 2007 г. в долине р. Найба на территории с. Быков в лавине, сошедшей на склоне речной террасы высотой 27 м, погиб человек.

Кроме того, на Сахалине известен случай схода лавины на склоне речного обрыва высотой 5 м. Лавина была вызвана катающимся на склоне ребенком.

Лавины с низких склонов в первую очередь представляют опасность для людей. Сахалин является промысловой зоной, где развито зимнее рыболовство на реках. Лавины, формирующиеся на склонах речных террас и обрывов, представляют опасность для рыбаков, занимающихся подледным ловом.

Таким образом, необходимо на картах лавинной опасности выделять лавиноопасные зоны с превышением лавиносборов от 5 м.

Исследования факторов лавинообразования на территории Сахалина проводились ранее, и была составлена карта природных лавинных комплексов (ПЛК), где был выделен равнинный класс природных лавинных комплексов [2]. Площадная пораженность территории лавинными процессами <10 %. Максимальный объем лавин не превышает 500 м³. Однако часть территории была выделена как нелавиноопасная, так как широкого распространения лавинных процессов на ней нет, но встречаются формы рельефа, представляющие собой низкие склоны (5–30 м), на которых формируются лавины.

Таковыми зонами на Сахалине являются:

- морские низменности Северо-Сахалинской равнины;
- Тымь-Поронайская низменность;
- небольшие равнины в долинах горных рек, где лавины формируются как на склонах водораздельных хребтов, так и на склонах речных террас и русловых обрывов.

Формирование лавин на территории морских низменностей Северо-Сахалинской равнины. Рельеф центральной части Северо-Сахалинской равнины представляет собой пологохолмистую поверхность с широко разветвленной речной сетью и слабовыраженными водоразделами.

В южной части равнины расположены разобщенные низкие горы.

Западная, восточная и северная части Северо-Сахалинской низменности представляют собой морские равнины высотой 10–50 м.

На территории морских равнин широко развиты эоловые процессы, которые проявляются в образовании дюн, высота которых в среднем составляет 3–5 м. Высота отдельных дюн достигает 15–25 м, протяженность 90 м [1, 4]. Размыв водными потоками дюн приводит к образованию крутых и обрывистых речных берегов. Высота берегов рек на участках, где реки подмывают склоны долины, достигает 5–10 м. Склоны чаще всего крутые, с уклоном 45–60°. Кроме того, дюны, закрепленные растительностью, представляют собой лавиноопасные склоны высотой до 25 м.

На западном и северном побережье Северо-Сахалинской равнины встречаются отдельно стоящие возвышенности, высотой до нескольких метров. По мнению С.М. Александрова, эти возвышенности образовались в результате мерзлотных процессов и являются буграми пучения. Также на западном побережье равнины часто встречаются озера с обрывистыми берегами, которые, как считает С.М. Александров, заполняют просадочные впадины, образованные термокарстом [1]. При определении степени лавинной опасности необходимо учитывать формы рельефа, которые являются лавиноборами.

Относительная высота лавиноборов на территории морских низменностей Северо-Сахалинской равнины 5–20 м. Уклон лавиноопасных склонов 20–60°.

Формирование лавин на территории Тымь-Поронайской низменности. Тымь-Поронайская низменность представляет собой узкую, вытянутую в меридиональном направлении на 100 км плоскую равнину и находится в средней части острова, простираясь от Набильской низменности на севере (южная часть Северо-Сахалинской равнины) до залива Терпения на юге (устье р. Поронай). По низменности протекают две крупные реки Сахалина: р. Тымь на север и р. Поронай на юг.

Долина ограничена Западно-Сахалинскими и Восточно-Сахалинскими горами, на склонах которых в периферийной части Тымь-Поронайской низменности формируются лавины.

Центральная часть низменности имеет ровную заболоченную поверхность, но на протяжении долин рек Тымь и Поронай встречаются речные террасы и обрывистые берега, на которых также формируются лавины.

В средней и верхней части р. Поронай (после выхода реки из гористой местности на равнинную территорию) поверхность Тымь-Поронайской низменности террасирована, особенно выражены первая (пойменная) и третья террасы. Первая из них находится на высоте до 2 м над меженным уровнем воды, вторая – 18–22 м.

В средней части Тымь-Поронайской низменности на протяжении 20 км на расстоянии от 0.5 до 1.5 км от русла по правому берегу прослеживается хорошо выраженный уступ террасы высотой 8–20 м и крутизной 20–35°. По левому берегу эта терраса прослеживается на протяжении 1 км. Уступ высотой 10 – 15 м, уклон 30–40°. Также в этой части низменности в верхнем течении р. Тымь при выходе ее с горной местности на равнинную территорию встречаются отдельные участки с террасами высотой 2–10 м над дном долины. Уступы их крутые (20–40°) с высотой до 5 м. Длина некоторых террасированных участков составляет 100–200 м.

В среднем течении р. Тымь прослеживаются террасы с высотой уступов от 5 до 15 м. В местах, где река подмывает склоны долины, террасы прерываются, и на склонах встречаются песчаные осыпи и скалистые уступы крутизной до 60°.

В нижнем течении р. Тымь (северная часть Тымь-Поронайской низменности) склоны долины преимущественно прямые высотой 40–60 м и крутизной 10–15°, но в местах, где река подмывает скаты холмов, крутизна склонов увеличивается (30–40°).

Практически на всем протяжении р. Тымь до выхода ее на Северо-Сахалинскую низменность встречаются участки рек с высокими обрывистыми берегами высотой 5–10 м.

Относительная высота лавиноборов на территории Тымь-Поронайской низменности 5–25 м. Уклоны уступов речных террас 20–40°, а русловых обрывов – более 35°.

Формирование лавин на склонах речных террас и обрывов в долинах горных рек. Речные долины горных рек острова чаще всего имеют узкую V-образную форму в верхней и в средней части долины и U-образную – в нижней.

Территория водосборных бассейнов горных рек лавиноопасна. Формирование лавин происходит на склонах водораздельных хребтов, и часто лавина, сошедшая со склона хребта, пересекает узкое дно долины и ударяет в противоположный борт.

Но лавины формируются также на склонах речных террас и речных обрывов высотой от 5 м, поэтому при характеристике факторов лавинообразования и оценке лавинной опасности необходимо учитывать параметры лавин, формирующихся на низких склонах.

Практически все горные реки Сахалина имеют речные террасы высотой до 50 м, а также крутые склоны речных обрывов высотой 5–30 м. Уклоны террас 20–40°, уклоны речных обрывов чаще превышают 35°.

Результаты исследований природных лавинных комплексов на территориях низменностей Сахалина приведены в таблице.

Характеристики ПЛК на территории равнин о. Сахалин

Район	Отн. высота лавиносборов, м	Уклон лавиносборов, °	Преобл. морф.тип лавиносборов	Площадная пораженность территории лавинными процессами, %	Макс. объем лавин, м ³
Морские равнины Северо-Сахалинской низменности	5–20	20–60	осов	<5 %	100
Тымь-Поронайская низменность	5–25	20–60	осов	<3 %	250
Небольшие долины горных рек	5–50	20–60	осов	<10 %	500

Выводы. Наблюдения за лавинными процессами подтверждают формирование лавин небольших объемов (до 50 м³) на склонах с превышением 5 м. Сход лавины такого объема представляет угрозу главным образом для человека.

На равнинах Сахалина встречаются положительные формы рельефа (дюны, бугры пучения, просадочные впадины, речные террасы и речные обрывы), с относительной высотой до 25 м, которые являются лавиносборами.

Несмотря на то, что серьезную опасность для зданий и сооружений лавины с этих склонов не представляют, нужно оценивать потенциальную опасность для человека и выделять эти территории как лавиноопасные.

Кроме того, при определении степени лавинной опасности необходимо также учитывать геологический фактор лавинообразования, а именно состав пород и геологические процессы, происходящие на данном участке, что позволит оценить потенциал лавинообразования на исследуемой территории.

Литература

1. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 182 с.
2. Жируев С.П., Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Окопный В.И., Древило М.С. Интенсивность проявления лавинных процессов в Сахалинской области // IV Международная конференция «Лавины и смежные вопросы»: Тезисы докладов. Кировск: Апатит-Медиа, 2011. С. 57.
3. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Казакова Е.Н. Большие лавины небольших склонов // Геориск. 2008. № 2. С. 56–58.
4. Полуниин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 232 с.



Е.Н. Казакова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

ГРАВИТАЦИОННЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА МОРСКИХ ТЕРРАСАХ САХАЛИНА

Длина береговой линии о. Сахалин составляет более 2 500 км, причем почти 60 % берегов – это морские террасы [1, 2], отличительной особенностью которых является развитие на них одновременно нескольких типов гравитационных склоновых процессов: снежных лавин, селей, оползней, осыпей, обвалов и др.

Экзогенные геодинамические процессы на морских берегах Сахалина причиняют достаточно большой экономический ущерб населению и хозяйству острова в связи с расположением большого количества населенных пунктов и основных транспортных магистралей под уступами морских террас. Так расположены города Невельск, Холмск, Томари, Макаров, Углегорск, а также автодороги, связывающие юг и север острова: федеральная трасса г. Южно-Сахалинск – г. Оха, автодорога г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерский, железная дорога г. Южно-Сахалинск – пгт. Ноглики и др.

Из гравитационных склоновых процессов на морских берегах Сахалина наибольший ущерб причиняют снежные лавины, сели и оползни.

Осыпи имеют широкое распространение на морских террасах Сахалина, однако прямого ущерба практически не приносят; косвенный ущерб заключается в затратах на защиту автодорог. Что касается обвалов, то они на морских террасах встречаются достаточно редко.

Ущерб от гравитационных склоновых процессов выражается в завалах автомобильных и железных дорог, в повреждении и разрушении зданий и сооружений; лавины вызывают человеческие жертвы [3–8].

Так, за последние 85 лет было зарегистрировано более 30 случаев попадания и гибели людей в лавинах, сошедших с уступов морских террас (более 100 человек попало в лавины, более 50 человек из них погибло). Только за последние пять лет в лавины с морских террас попало 17 человек, 2 человека погибло (зарегистрированные случаи). Необходимо также отметить большое количество антропогенных лавин с уступов морских террас. Во многих приморских городах Сахалина (Невельск, Углегорск, Томари и др.) часты случаи спуска лавин детьми, катающимися по лавиноопасным склонам.

Активному развитию лавин, склоновых селей, а также небольших блоковых оползней и оползней-оплывин способствует благоприятное сочетание гидрометеорологических, геологических и геоморфологических условий морских террас [3].

Например, уклоны уступов морских террас составляют чаще всего 30–45°, что в совокупности с 200–300 мм осадков за холодный период (ноябрь – март) и благоприятными условиями для снегопереноса, обеспечивающего дополнительный принос снега в лавиносбор, создает условия для формирования лавин небольших объемов (средние объемы лавин здесь обычно не превышают 500 м³), но высокой повторяемости (на большинстве участков морских террас Сахалина лавины сходят ежегодно).

Часто склоновые сели и оползни здесь также не достигают больших объемов: так, средние объемы склоновых селей обычно не превышают 200 м³, оползней-оплывин – 500 м³. Что касается блоковых оползней, то их объемы здесь могут превышать 100000 м³, однако такие оползни менее распространены на морских террасах Сахалина, и, кроме того, имеют значительно более редкую повторяемость.

В целом же широкое развитие малопрочных пород – алевролитов, аргиллитов, слабосцементированных песчаников, благоприятные гидрогеологические условия и большое количество осадков за теплый период (450–700 мм) обуславливают высокую

степень интенсивности проявления селевых и оползневых процессов на морских террасах Сахалина.

Лавинные, оползневые и селевые процессы, развиваясь на одних и тех же участках, не могут не оказывать влияния друг на друга [1, 9].

На морских террасах Сахалина активное взаимное влияние лавинных, оползневых и селевых процессов во многом обусловлено их высокой повторяемостью: склоновые сели и оползни-оплывины сходят здесь раз в 1–3 года, лавины – ежегодно.

Гравитационными склоновыми процессами осуществляется перенос вещества с более высоких на более низкие уровни, и в условиях побережья Сахалина, где расстояние от подножия берегового уступа до моря часто не превышает 50 м, этот материал вовлекается во вдольбереговое перемещение наносов, что отмечалось Г.В. Полуниным [10].

Лавины, сели и оползни здесь оказывают влияние на растительность уступов морских террас, на их увлажнение, а также на микрорельеф склона.

Так, образованные блоковыми оползнями цирки становятся лотковыми лавиносборами (например, в г. Невельск), из которых сходят лавины гораздо большего объема, чем с существовавших до оползня осовных склонов.

Широко распространенные на побережье оползни-оплывины профиль склона меняют несущественно, однако срывают растительный покров зон транзита осовных лавиносборов, что приводит к изменению коэффициентов турбулентного трения лавинного потока и к изменению динамических характеристик лавин.

Сход склоновых селей, так же широко распространенных на побережье Сахалина, тоже приводит к изменению подстилающей поверхности в зонах транзита лавин.

В свою очередь, при сходе лавин происходит перемещение снега к подножию склона, что меняет условия обводнения оползневых и селевых массивов, приуроченных к морским террасам.

Совокупное действие рассматриваемых процессов приводит к повышению риска для населения и хозяйственно-бытовых объектов, а также затрудняет проектирование инженерной защиты. Однако в ряде случаев построенные сооружения защиты от одного процесса могут служить защитой и от других (например, противолавинные галереи в с. Горнозаводск также защищают железнодорожное полотно от оползней-оплывин и склоновых селей).

Таким образом, гравитационные склоновые процессы, развивающиеся на морских террасах Сахалина, оказывают существенное влияние друг на друга, что необходимо учитывать при разработке систем защиты от их воздействия.

Литература

1. Акифьева К.В., Федоренко В.С. Взаимосвязь формирования снежных лавин и геологических склоновых процессов // Формирование оползней, селей и лавин. Инж. защита территорий. М., 1987. С. 143–145.
2. Александров С.М. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 183 с.
3. Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин): Автореф. канд. дис. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 19 с.
4. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. Активизация экзогенных геологических процессов на южном Сахалине 22–24 июня 2009 года // Геориск. 2009. № 2. С. 56–60.
5. География лавин / Под ред. С.М. Мягкова, Л.А. Канаева. М.: Изд-во МГУ, 1992. 332 с.
6. Жируев С.П., Окопный В.И., Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. Лавинная опасность на автомобильных и железных дорогах Сахалина и Курил // Геориск. 2010. № 4. С. 50–57.
7. Казаков Н.А. Геологические и ландшафтные критерии оценки лавинной и селевой опасности при строительстве линейных сооружений (на примере о. Сахалин). Автореф. канд. дисс. М., 2000. 36 с.

8. Казакова Е.Н., Лобкина В.А. Лавинные катастрофы Сахалинской области // Материалы гляциологических исследований. М.: Наука, 2007. С. 185–190.

9. Кириченко А.В., Алексеев В.Р., Сизиков А.И. Роль снежных лавин в формировании селей // Зап. Забайкальского филиала Геогр. о-ва СССР, 1971. Вып. 60. С. 134–136.

10. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 231 с.



Ю.О. Кузьмин¹, А.И. Никонов², Е.С. Шаповалова²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

РАЗВИТИЕ ОПАСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ СТРУКТУРЫ ЛАНДШАФТОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Согласно определению Мересте и Ныммик, геопространство есть совокупность геосистемы с окружающей ее средой.

Определяющим признаком геопространства является его организация и упорядоченность. Организация географических систем состоит в выделении устойчивых структур и в поиске механизмов взаимосвязей разнородных по генезису и темпам изменения геокомпонентов [1]. Под упорядоченностью понимается пространственно-временная иерархия форм геопространства и/или процессов, составляющих целостную взаимосвязанную структуру ландшафта. Таким образом, упорядоченность является важнейшим атрибутом организации, которая проявляется через многообразие природных форм, а также временных вариаций природных процессов, где имеют место ритмические, трендовые, пульсационные и шумовые компоненты.

По мнению К. Раман, ведущую системообразующую роль здесь играет сама физическая поверхность Земли как универсальный интегрирующий фактор, превращающий происходящие в поле инсоляционных и гравитационных сил вертикальные взаимодействия в определенные территориальные структуры. В связи с этим геопространство, по определению Г.Д. Костинского, рассматривается не только как вместилище земных тел и явлений, но и как определенный их образ, а также структура, обусловленная движением, перемещением субстанций.

Локальный уровень организации геопространства в большей степени определяется наличием зон сноса, аккумуляции и устойчивого равновесия, которые зависят от морфоскульптурных элементов рельефа, уклонов поверхности и изменения этих характеристик во времени. Скорость изменения форм рельефа зависит от физико-механических и физико-химических свойств горных пород, а также формирующихся на них почв и покрывающих их растительных сообществ. Таким образом, в основе динамических преобразований рельефа поверхности лежит механизм перераспределения масс горных пород под действием различных градиентов (силы тяжести, потока вещества и т.п.), которые определяются степенью расчлененности рельефа – геоморфологическим строением территории.

В геоморфологии принято считать, что тектонический фактор играет подчиненную роль в современных процессах рельефообразования, так как смена тектонических обстановок, приводящих к изменению рельефа поверхности, проявляется на геологических временах. По данным В.Г. Трифонова, В.И. Макарова, А.А. Никонова природные геодинамические процессы сказываются в основном на региональном уровне, причем скорость этих региональных поднятий и опусканий земной поверхности измеряется миллиметрами в год, что не может оказать существенного влияния на процессы преобразования современного рельефа.

Однако детальные и систематические исследования современных геодинамических процессов, проводившиеся на геодинамических полигонах, расположенных как в сейсмичных, так и в асейсмичных районах, позволили получить новые данные об уровне современного геодинамического состояния недр [2–6]. Принципиальным в этих исследованиях явился тот факт, что высокоградиентные движения, превышающие на порядок уровень региональных, связан не с вертикальными перемещениями бортов разломных зон (блоков, разделенных разломом), а проседанием земной поверхности, происходящим в пределах самих разломных зон. Измерения, проводившиеся в пределах платформенных и орогенных территорий, имеющих различное геологическое строение и географическое положение, позволили выявить аномалии современных вертикальных движений земной поверхности в зонах разломов, имеющих ширину от 0.1 до 1.5–2.0 км.

Эти вертикальные движения являются высокоградиентными (свыше 50 мм/год), короткопериодичными (от 0.1 года до первых лет), пространственно локализованными и обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Наиболее экстремальная форма проявления современной аномальной геодинамики недр – локальные просадки земной поверхности в зонах разрывных нарушений – так называемые γ -аномалии [2], причем это также относится и к зонам разломов, расположенных в сейсмоактивных регионах, которые либо не являются сейсмогенерирующими, либо находятся в данный момент в состоянии «сейсмического затишья».

Для оценки влияния локальных просадок, формирующихся в процессе активизации разломных зон, на изменение рельефа земной поверхности и его структуру приведем пример расчета углов наклона, которые формируются при образовании γ -аномалий (таблица).

Ширина разломной зоны, D (м)	Величина оседания земной поверхности, H (м)	Середина ширины разломной зоны $d=D/2$	Наклон земной поверхности, α (°)
1500	0.1	750	0.008
1500	0.2	750	0.015
1500	0.3	750	0.023
500	0.1	250	0.023
500	0.2	250	0.046
500	0.3	250	0.069
300	0.1	150	0.038
300	0.2	150	0.076
300	0.3	150	0.114

Из таблицы видно, что углы наклона земной поверхности (α) в разломной зоне, в зависимости от ее ширины и величины просадки, могут исчисляться от 0.1 до 0.01°.

Подобные величины наклона земной поверхности, как для платформенных, так и для орогенных территорий, не смогут оказать существенного влияния на развитие опасных экзогенных процессов, связанных с изменением базиса эрозии, но даже при наклоне 0.1°, относительные деформации горных пород в зоне разлома составляют $2 \cdot 10^{-3}$, что превышает порог прочности геоматериалов. Эти деформации могут привести к разупрочнению горных пород в разломе и повлиять на увеличение флюидопроницаемости данной зоны, что скажется на развитии, например, карстовых процессов. В таблице приводятся углы наклона земной поверхности, которые образовались за период, равный в среднем одному году, но с учетом периодического характера активизации разломов они могут достигнуть максимальных величин от 1 до 10° за сто лет, что является весьма существенным для развития опасных экзогенных процессов.

По данным [7] важнейшей особенностью тектонического фактора в развитии селей хр. Хамар-Дабан и чаши южной котловины оз. Байкал в современную эпоху является влияние системы активизированных разломов в бассейне, выраженной в рельефе в виде

седловин, асимметричных рвов, затянутых делювием, и зон повышенной трещиноватости. По одному из таких разломов произошло формирование долины нижнего правого притока руч. Сухого, представляющего наиболее селеактивный и селеопасный приток в бассейне. Практически по разломам и дезинтегрированным зонам, по мнению авторов, происходит расчленение склонов бассейна и созданы условия для развития новых эрозионных врезов. Высокая сейсмичность стимулирует развитие селеформирующих процессов и активизацию разломных зон.

Выявленные временные рамки и параметры активных участков проявления вертикальных движений земной поверхности позволяют по-новому взглянуть на локальные процессы изменения рельефа земной поверхности. Здесь можно выделить два вида происходящих процессов. Первый – это явления, связанные с перераспределением потоков поверхностных вод – подтоплением, заболачиванием территорий, изменение русловых процессов, а также градиентов поверхностного стока. Второй – активизация таких геологических процессов, как оползни, карст, сели, а в местах распространения многолетнемерзлых пород – активное развитие термокарста, термоэрозии, бугров пучения, наледей, хасыреев и т.п., приводящих к более быстрым изменениям рельефа.

Таким образом, новый фактор проявления современных геодинамических процессов в разломных зонах дает возможность с других позиций в геоморфологии выявить новые механизмы, определяющие динамику локального уровня географического пространства, а также понять связь и ритмику опасных геологических процессов.

Литература

1. Преображенский В.С. Организация, организованность ландшафтов (препринт). М.: Ин-т географии АН СССР, 1986. 20 с.
2. Кузьмин Ю.О. Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов. // Геологическое изучение и использование недр. Вып. № 4. М.: «Геоинформмарк», 1996. С. 43–53.
3. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство экономических новостей, 1999. 220 с.
4. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–112.
5. Кузьмин Ю.О. Тектонофизические проблемы современной геодинамики // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН, 2011. Т. 2. С. 19–52.
6. Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Изменения рельефа земной поверхности, обусловленные современной геодинамикой разломов // Матер. Всерос. конференции «Новые и традиционные идеи в геоморфологии» (V Щукинские чтения); 2005. С. 36–38.
7. Качура Р.А., Лапердин В.К., Тимофеев Н.В. Селеопасность Южного Прибайкалья (на примере бассейна ручья Сухой) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2009. Т. 2, № 2. С. 86–104.

В.К. Лапердин, Р.А. Качура, Н.В. Тимофеев
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И СОСТОЯНИЕ ЗАЩИТЫ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Южное побережье оз. Байкал является составной частью центральной экологической зоны, включенной в реестр Мирового природного наследия. В соответствии с этим здесь введен режим наибольшего ограниченного природопользования, направленный на сохранение и восстановление геосистем. Со дня сдачи Кругобайкальского участка ВСЖД в эксплуатацию более 100 лет побережье подвержено высочайшей антропогенной нагрузке. Для объектов инфраструктуры

Слюдянского района необходима защита от абразии берегов со стороны озера. Со стороны же гор требуется защита от грязекаменных селевых потоков, плотностью от 1600 до 2500 кг/м³, и наводнений, зафиксированных в 1863, 1889, 1903, 1915, 1924, 1927, 1932, 1934, 1935, 1938, 1940, 1951, 1955, 1959, 1960, 1962 и 1971 гг.

За 81 год средняя частота повторяемости селей составила раз в 7 лет. Наиболее катастрофические сели прошли в 1915, 1934, 1960 и 1971 гг., залповые выносы которых исчислялись до 100 млн м³ рыхлообломочного материала, часто перемешанного с лесной растительностью [1]. Например, только учтенный ущерб государству (тогда не принято было считать убытки, причиненные населению), нанесенный в 1971 г. селями и паводками, составил 80 млн руб. (по курсу 1971 г.). Были и человеческие жертвы, о которых также умолчали [2]. Отметим, что после катастрофы 1971 г. по 2012 г. селепроявлений не наблюдалось. За прошедшие 41 год в руслах рек образовались древесно-каменные завалы, заторы, прорыв которых может спровоцировать формирование селей. Природа, не напоминая о себе, в какой-то мере способствовала «замораживанию» строительства селезащитных сооружений. Например, в одном из множества проектов предусматривалось возведение на р. Харлахта селехранилища объемом 482 тыс. м³ и селезадерживающей плотины высотой 22 м из щебнисто-галечного грунта с последующим транзитом водного потока по сбросному каналу [3]. Общая стоимость проекта составила 8.1 млн руб. (в ценах 2003 г.). Запланированные защитные мероприятия не были до конца выполнены. Кроме того, на данный период большая часть возведенных на юге Прибайкалья селезащитных сооружений за 40 лет пришли в негодность или утратили свое предназначение и могут стать причиной катастрофы. Не следует забывать, что каждая последующая катастрофа несет не только материальный, но, главное, моральный ущерб для жителей района, области и России. Примером вопиющего нарушения закона природопользования является строительство завода по розливу воды из Байкала. На площадке, расположенной на конусе выноса Сухого Ручья, выше по руслу одноименного поселка, было вырублено более шести гектар соснового векового леса, который являлся защитой от селей малых объемов. Об этом свидетельствуют крупные глыбы, принесенные селевым паводком в 1915 г. и отложенные теперь уже в бывшем лесном массиве. По закону (СНиП 2.01.15-90, пункт 1.12), прежде чем начинать возведение любых объектов в селеопасной зоне, в первую очередь необходимо построить защитные сооружения. Нарушая закон, чиновники и псевдоученые, используя служебное положение, дали добро на строительство завода и тем самым существенно повысили степень риска и селеопасности, прежде всего для жителей поселка Сухой Ручей и линейных сооружений. Подобные захваты земель стали «нормой» для береговой зоны озера.

Кроме перечисленных экзогенных опасностей, прибрежная территория юга Прибайкалья на карте сейсмического районирования отнесена к зоне повышенной активности. Сильные землетрясения здесь наблюдались в 1950, 1953, 1957, 1961, 1999 и 2008 гг. В истории развития чаши озера известны различные деформации земной коры, проявляющиеся во время сильных землетрясений в виде перекосов, проседаний, поднятий, смещений и разрывов крупных и малых блоков. Так, в 1931 г. при 8-балльном землетрясении берег на севере Байкала опустился вместе с домами деревни Дагара на 2.0–2.6 м, а при землетрясении 12.01.1862 г. в районе дельты р. Селенги образовался залив Провал площадью 203 км². Примеров следов сильных землетрясений на Байкале много. В.П. Солоненко считал, что в «обойму» прогноза землетрясений, кроме места, силы и времени, может быть включен четвертый элемент – прогноз сопутствующих явлений. Итак, три предсказываемых элемента из четырех (место, сила и условия для проседания) в зоне Байкальского целлюлозно-бумажного комбината имеются [4, 5]. Есть ли смысл дожидаться четвертого элемента стихии – времени? Речь идет о более чем 6 млн м³ лигнина, складированного на берегу озера в 14 накопителях, которые в результате сильного землетрясения (подобно приведенным историческим фактам) могут быть

опущены на дно Байкала или заполнены волной. В этой связи напрашивается вопрос, а стоит ли хранить даже переработанный лигнин и будет ли он безвреден для Байкала? Не лучше ли будет, если основную опасность для мирового наследия – лигнин – вывезти за пределы бассейна Байкала и спокойно перерабатывать, а освободившиеся отстойники использовать под селехранилища, пруды, катки, бассейны и другие сооружения, под которые не нужно копать котлованы? Все это должно быть проведено под строгим санитарным контролем, а БЦБК следовало бы перепрофилировать для забора воды из Байкала, что решит проблему сохранения рабочих мест.

Было бы большим заблуждением решать проблему защиты Байкала от отходов БЦБК, хотя это сейчас является и должно быть приоритетным направлением. В неотложной защите нуждаются жители городов Байкальска, Слюдянки, пос. Сухой Ручей, а также многих пристанционных поселков, где успешно развиваются спортивно-туристические и оздоровительные комплексы, дачи и проходят жизненно важные для России и стран Тихоокеанского бассейна артерии – Транссиб, участок железной дороги порт Байкал – пос. Култук, федеральная автодорога, линии электропередачи, кабель связи и другие объекты, представляющие основной потенциал промышленных и людских ресурсов Слюдянского района, которые расположены на конусах выноса селевых рек – в зонах высокой опасности и риска. В защите перечисленных объектов должны принимать участие все, кто пользуется этой землей, водой. Например, заметно проблема защиты усугубилась с повышением уровня оз. Байкал на 120 см. Подпор плотины Иркутской ГЭС привел к интенсивной абразии пляжей, берегов и, как следствие, развитию оползней, оползней-сплывов, обвалов, имеющих место также и на подрезанных полками склонах.

Иркутяне поколения 70-х годов помнят, как боролись против трубы, по которой хотели сбрасывать отходы БЦБК в р. Иркут. За эти годы было затрачено немало средств и людских усилий на защиту оз. Байкал. При этом в решении основной проблемы – защиты Байкала – ставится вопрос срочного возведения новых и ремонта старых селезащитных сооружений. Очевидно, что более радикальной мерой является уничтожение лигнина за пределами бассейна озера. Именно это необходимо взять за основу защиты Байкала и на это выделить основные средства. Защитные сооружения необходимо строить с учетом свободного пропуски селевой и водной массы в Байкал.

На основании изложенного материала и Федерального закона «О защите населения и территорий от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера», учитывая ежегодно нарастающую селевую опасность территории Слюдянского района, а в первую очередь г. Байкальска, и загрязнителей БЦБК, необходимо провести следующие мероприятия:

- дать оценку современного состояния селеопасности территории и на этой основе определить типы селезащитных сооружений;
- провести картирование территории, прилегающей к БЦБК, с выделением зон опасности и риска по следующим категориям: высокая, значительная, потенциальная;
- проверить состояние имеющихся селезащитных сооружений и дать оценку их надежности;
- дать оценку современного состояния селеобразующих очагов в бассейнах селеопасных рек Бабха, Харлахта, Малая и Большая Осиновка, ключей Красный Ключ и Болотный и других горных рек, непосредственно представляющих повышенную угрозу населению г. Байкальска и инфраструктуре БЦБК;
- провести мониторинг селевых очагов (заторы, завалы) в руслах рек; составить карты характера уязвимости территорий и прогноза последствий селевых катастроф.

Итак, высокая степень сейсмотектонической активности, при возможной стимуляции сильных землетрясений, происходящих даже на смежных территориях, способствует широкому развитию процессов, образовавшихся на основе структурных форм, имеющих место как на склонах, так и на берегах Байкала. Перечисленные условия

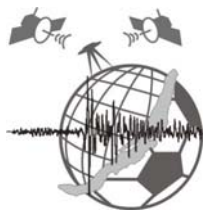
повышают категорию опасности, а сейсмический фактор в зависимости от уровня активизации ускоряет, замедляет или видоизменяет геологический ход развития ЭГП и повышает уровень экологического риска.

Представленная инженерно-геологическая оценка территории дополняет сведения о негативных процессах, определяющих уровень экологического риска, цена которого в экосистеме оз. Байкал не может быть велика, как и его недооценка. Поэтому контроль за состоянием формируемой системы защиты от опасных процессов и реализацией проектных решений по управлению или минимизации возможных аварийных ситуаций на объектах БЦБК необходим для анализа и прогноза развития опасностей.

На основе вышеизложенного материала и сложившейся на данный период времени обстановки, южную оконечность оз. Байкала следует оценить как критически опасный участок. Здесь на фоне выпадения большого количества осадков, наличия многолетней мерзлоты в горах, высокой сейсмичности и техногенной нагрузки активно проявляются группы гравитационных (каменные и снежные лавины, оползни), водно-эрозионных (сели, паводки) и абразионных процессов, определяющие высокий уровень опасности и экологического риска.

Литература

1. Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 312 с.
2. Лапердин В.К. Оценка природных и техногенных условий возникновения чрезвычайных опасностей и рисков в юго-западной оконечности озера Байкал // Сергеевские чтения. Инженерно-экологические изыскания в строительстве: теоретические основы, методика, методы и практика. Вып. 8: Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геологии, инженерной геологии и гидрогеологии (23 марта 2006). М.: Геос, 2006. С. 232–235.
3. Лапердин В.К. Факторы формирования селей на юге Восточной Сибири // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Труды Международной конференции. Пятигорск, Россия, 22–29 сентября 2008 г. Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2008. С. 162–166.
4. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
5. Солоненко В.П. Селевая деятельность в плейстоценовых областях катастрофических землетрясений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. № 2. С. 133–140.



В.А. Лобкина, Е.Н. Казакова, С.П. Жируев
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

ОЦЕНКА ОПОЛЗНЕВОЙ ОПАСНОСТИ И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ОПАСНЫХ ЗОН НА ТЕРРИТОРИИ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ (САХАЛИНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Площадная пораженность территории Сахалинской области оползневыми процессами достигает 70 %. Основной ущерб, причиняемый оползнями хозяйству области, выражается в повреждении и разрушении автомобильных и железных дорог, линий связи и электропередачи, заваливании территорий населенных пунктов оползневыми отложениями, разрушении жилых домов и объектов. Имеются человеческие жертвы.

Высокая степень пораженности территории области связана с сочетанием физико-географических условий, определяющих высокую степень интенсивности проявления оползневых процессов, с рельефом территории, диктующим необходимость размещения населенных пунктов, хозяйственных и промышленных объектов, транспортных

магистралей и других объектов инфраструктуры в оползнеопасных зонах, и большим количеством выпадающих осадков.

По предварительным данным, территории 107 населенных пунктов Сахалинской области (81 %) подвержены опасности воздействия оползневых процессов; такое количество населенных пунктов было выявлено на основе архивных и полевых сведений, а также данных оценки геологических, геоморфологических и гидрометеорологических факторов оползневых процессов, позволяющих определить вероятность развития оползневых процессов на территории, для которой сведения о формировании оползней отсутствуют.

По официальным данным сход оползней зафиксирован в 36 населенных пунктах, в том числе в 10 городских и 26 сельских поселениях [1]. В целом, степень пораженности территорий отдельных населенных пунктов Сахалинской области оползневыми процессами может превышать 30 % (г. Макаров, г. Невельск, г. Холмск и др.).

При оценке степени оползневой опасности территорий использовались архивные данные об оползневых катастрофах за период 1928–2011 гг. и сведения о периодах массового формирования оползней за период 1875–2011 гг.

Высокая интенсивность проявления оползневых процессов в Сахалинской области определяется сочетанием геологических, геоморфологических и гидрометеорологических факторов, создающих условия для активного формирования в Сахалинской области оползней (в том числе, оползней больших объемов). Для примера, объемы блоковых оползней на побережье залива Терпения (Макаровский район) превышают 5 000 000 м³ при мощности пород, вовлеченных в оползневой процесс, более 100 м.

Несмотря на низкогорный и среднегорный рельеф области и небольшие абсолютные отметки, составляющие 100–1600 м на Сахалине и 20–2339 м на Курильских островах, глубина расчленения рельефа составляет 200–2000 м, что в сочетании с большими уклонами (35–45°) и малопрочными породами (связные породы, аргиллиты, алевролиты и песчаники), благоприятными гидрометеорологическими и гидрогеологическими условиями способствует развитию оползневых процессов. Оползневые процессы в Сахалинской области развиваются во всем диапазоне высот: от уровня моря до водоразделов.

Инженерно-геологические свойства горных пород, слагающих исследуемую территорию, являются одним из основных факторов развития оползневых процессов. Геологическое строение о. Сахалин представлено осадочными, вулканогенными, метаморфическими и интрузивными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Большое количество жидких осадков способствует развитию оползневых процессов на территории Сахалинской области [2]; зарегистрированные максимумы осадков: за циклон – 1277 мм; суточный – 230 мм, часовой – 30 мм. Средняя сумма осадков за холодный период (ноябрь – март) на Сахалине составляет 200–400 мм.

К активизации оползневых процессов способны привести землетрясения. При сильных землетрясениях (особенно после периодов длительного увлажнения горных пород) как в горной, так и в прибрежной части Сахалинской области могут формироваться блоковые оползни объемом более 1 млн м³.

На большинстве оползнеопасных участков Сахалинской области оползневые склоны, как правило, задернованы и покрыты травянистой или древесной растительностью. Однако лес на склонах не препятствует развитию оползневых процессов, поскольку глубина захвата пород (более 2 м) превышает глубину корневой системы древесной растительности.

В годовом цикле активное формирование оползней имеет два пика: конец мая – начало июня и август – октябрь. Первый пик оползневой активности вызван активным снеготаянием, которое приводит к резкому насыщению грунтов влагой и часто приводит к развитию оползней-сплывов (оплывин). Дожди в данный период могут служить триггером для формирования оползней.

Второй пик связан с активной циклонической деятельностью, приводящей к выпадению большого количества жидких осадков.

Каждые 10–12 лет происходит массовое формирование катастрофических (приводящих к ущербу) оползней [4].

Периоды массового оползнеобразования отмечаются со второй половины июля до конца октября и, как правило, связаны с прохождением глубоких циклонов, сопровождающихся обильными осадками (более 50 мм/сут) при большой интенсивности их выпадения. Обязательное условие – предварительное увлажнение грунтов в оползневых массивах.

Массовое формирование оползней на Сахалине отмечалось в 1875, 1928, 1954, 1964, 1970, 1978, 1981, 1992, 1993, 2002, 2003, 2009, 2010 гг.

На территории населенных пунктов и вдоль автомобильных и железных дорог Сахалинской области по характеристикам пород, механизму образования оползней, размеру и мощности оползневых тел нами было выделено четыре основных типа оползней (согласно классификации Г.В. Полунина [5]): блоковые, вязкопластического течения, оползень-поток и оплывина (спływ).

По ожидаемому характеру воздействия оползневых процессов на объекты и сооружения на территории населенных пунктов Сахалинской области выделено восемь категорий оползневых комплексов, категории были составлены с учетом характера проявления оползневых процессов на территории Сахалинской области.

Оценка воздействия оползневого процесса на объекты, сооружения и городские территории производилась с учетом скорости воздействия, зависящей от скорости движения оползня и приводящей либо к быстрому разрушению объектов и сооружений (в течение нескольких минут), либо к медленным (в течение десятков суток – месяцев) деформациям объектов и сооружений. Учитывалась площадь воздействия оползня на территорию населенного пункта, т.е. оценивался масштаб вероятных разрушений при формировании оползня.

В категории оползневой опасности были заложены: характеристики оползневого массива (тип оползня по механизму формирования, максимальный объем оползня, глубина захвата пород, скорость смещения и режим движения) и ожидаемое воздействие оползня на объекты, сооружения и городские территории (последствия воздействия, скорость и характер воздействия, площадь воздействия).

Изначально выявление оползневых массивов на территории населенных пунктов осуществлялось по дешифрированию аэрофотоснимков и соотносилось с геологическим строением территории, особенностями грунтов и архивными сведениями о формировании оползней на данной территории. Корректировка выделенных массивов происходила при полевом обследовании территории, уточнялась протяженность массива, его современное состояние, определялась антропогенная нагрузка на массив. Далее для каждого оползневого массива производился расчет устойчивости склона методом круглоцилиндрической поверхности скольжения в модификации К. Терцаги и ускоренным способом расчета методом Г.М. Шахунянца по предельному состоянию [3].

Описание оползневых комплексов производилось по следующей схеме:

1. Определялась категория опасности.

2. Указывался тип оползня (консеквентный или асеквентный).

3. Измерялась ширина оползнеопасной зоны (м), длина от подножия склона (м).

4. Указывались причины возможной активизации оползневого процесса (естественные причины и антропогенное воздействие).

5. Рассчитывался коэффициент устойчивости склона.

6. Определялась глубина захвата пород либо мощность оползневых отложений.

7. Рассчитывались вероятные объемы оползней (средние и максимальные).

8. Указывалась вероятность формирования на участке поверхностных оползней-оплывин.

9. Описывались индивидуальные особенности поверхности оползнеопасного склона (наличие эрозионных борозд, наличие растительности и ее характер и др.).

Предложенная методика оценки оползневой опасности удобна для использования при построении карт планировочных ограничений территории населенных пунктов, поскольку позволяет получить данные об оползнеопасных зонах на территории населенных пунктов, а также основные характеристики оползневого процесса, необходимые для принятия решений о противооползневой защите.

Литература

1. Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин): Автореф. канд. дис. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 19 с.

2. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. Активизация экзогенных геологических процессов на Южном Сахалине 22–24 июня 2009 года // Геориск. 2009. № 20.

3. Гребнев Ю.С. Инженерная защита от опасных геологических процессов. М.: ГЕОС, 2008.

4. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. Вертикальный градиент осадков и расчет характеристик гидрологических, лавинных и селевых процессов в низкогорье // Фундаментальные проблемы изучения и использования воды и водных ресурсов: Материалы научной конференции (Иркутск, 20–24 сентября 2005). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. С. 233–235.

5. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов, М.: Наука, 1989. 231 с.

О.А. Мазаева, А.А. Рыбченко, Е.А. Козырева
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ УЛАН-БАТОРСКОГО БАССЕЙНА: ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭРОЗИИ ВРЕМЕННЫХ ВОДОТОКОВ

Исследуемая территория Улан-Баторского бассейна характеризуется сложными инженерно-геологическими условиями, определяемыми особенностями климата, умеренной тектонической активностью, геологическим строением, высокой сейсмичностью, экзогенными геологическими процессами.

Экзогенные геологические процессы являются одним из факторов, определяющих размещение, строительство и условия эксплуатации промышленно-хозяйственных объектов, включая сельскохозяйственные земли.

Эрозионные процессы негативно изменяют условия жизнедеятельности человека, но не представляют непосредственной угрозы для жизни [1]. Все разновидности эрозии наносят большой ущерб сельскому хозяйству: истощают земельные ресурсы, приводят к деградации почв, разделению и сокращению угодий, ухудшению пастбищ, а также к деформациям транспортных и дренажных коммуникаций, инженерных сооружений и хозяйственных построек. Это существенно удорожает их эксплуатацию и снижает эффективность использования. По степени катастрофичности, определяющей, в конечном счете, уровень риска, соотношение опасности и целесообразности инженерно-хозяйственной деятельности, эрозионные процессы относятся к группе процессов перманентного (в том числе циклического) развития и скачкообразного проявления [2]. При неблагоприятном сочетании морфологических, геологических и климатических условий эрозионные процессы и процессы, вызванные паводками поверхностных водотоков, становятся опасными геологическими процессами, могут носить катастрофический характер и приводить к значительному экономическому ущербу.

На первом этапе исследований инженерно-геологическая оценка экзогенных геологических процессов включает оценку среды, условий и факторов и их взаимодействий, определяющих тип, механизм и локализацию их проявления [3].

По Схеме геоморфологического районирования МНР Е.И. Селиванова [4] территория Улан-Баторского бассейна относится к Хэнтэйской среднегорной области – области преимущественно новейших сводово-глыбовых поднятий северо-восточного простирания, эрозии и плоскостного смыва.

Эрозионные процессы испытывали резкую активизацию в периоды неотектонических поднятий Центральной Монголии. В последнее время усилилось влияние техногенной нагрузки на развитие эрозионных процессов временных водотоков. Так, на территории города Улан-Батора вследствие уничтожения растительного покрова в результате строительства и заселения юрточных и частных домов интенсивный характер приобрели процессы плоскостного смыва, овражной эрозии и селевые потоки сточных вод. По данным Б. Бата [5], скорость развития оврагов в лессах Улан-Батора и Дархана достигает 8 м/год, в их окрестностях 3–4 м/год; за пределами городской территории она не превышает 3 м/год.

В структурном представлении Улан-Баторский бассейн включает Улан-Баторскую межгорную впадину и ограничен с севера водораздельной линией реки Тэрэлж притока р. Туул в юго-западной части поднятий Бага Хэнтэй, а с юга – водоразделом горы Богд уул. Геодинамическая обстановка территории определяется ее расположением в Хэнтэйской неотектонической зоне и наличием тектонических разломов палеозойского кристаллического фундамента северо-восточного простирания.

В юго-западной части Хэнтэйской горной страны в долине реки Туул и ее притоков расположен Улан-Батор. В геоморфологическом отношении территория представляет часть наклонной аккумулятивной равнины, окруженной денудационными горами. Зона горных степей и леса в Хэнтэйском горном районе наиболее благоприятна для жизни человека и наиболее освоена в плане развития земледелия. Самая большая по размерам – зона степей с ее разнообразием трав и диких злаков, наиболее пригодная для занятий скотоводством. В поймах рек нередко заливные луга.

Широкое развитие эрозии временных водотоков в Улан-Баторском бассейне объясняется слабым развитием древесно-кустарниковой растительности, достаточно мощным чехлом рыхлых отложений и интенсивностью атмосферных осадков, которая, несмотря на малое среднегодовое количество осадков, характеризуется высокими значениями.

Климат района резко континентальный, характеризуется большой амплитудой колебания суточных и сезонных температур (среднемесячная температура изменяется от 27.4 °С в январе до 17.1 °С в июле), резкой сменой сезонов и небольшим количеством атмосферных осадков (240 мм). Основное количество осадков выпадает в теплый период времени (май – сентябрь) и составляет 89 % (214 мм), суточный максимум зафиксирован в июне – 75 мм. Анализ климатических факторов эрозии за 2009–2011 гг. показывает, что период ливневого стока характеризуется небольшим количеством дней с эрозионноопасным количеством осадков. Количество дней с осадками не менее 10 мм составляет 1–2 дня, осадками с количеством не менее 20 мм – 1–3 дня, и 1–2 дня с количеством осадков не менее 30 мм. Суточный максимум за указанный период достиг 50 мм (2009 г.). Подобные суточные максимумы могут провоцировать активизацию эрозионных и селевых процессов.

Исследуемая территория относится преимущественно к зоне редкоостровного распространения ММП в пониженных формах рельефа, высоких залесенных частях гор. В северо-восточной части присутствуют территории массивно-островного и островного распространения многолетнемерзлых грунтов. Нормативная глубина промерзания в зависимости от литологического состава пород составляет от 2.7 м в глинах и суглинках до 4.7 м в крупнообломочных грунтах с песчаным заполнителем.

Развиты следующие виды эрозии: линейная – овраги, промоины и плоскостная – площадной смыв. Практически каждый элементарный водосборный бассейн имеет активное эрозионное русло, размеры эрозионных форм различны: ширина – от первых

метров до 10–20 м и более (37 м), глубина – более 3 м, протяженность – 1–2 км и более. Поперечный профиль оврагов преимущественно ящикообразный с крутыми, отвесными бортами. Местным базисом эрозии является р. Туул.

Изучение состава, структуры и свойств отложений – среды развития опасных процессов – имеет ведущее значение для детальной оценки устойчивости территории к их развитию. Средой развития эрозионных процессов являются рыхлые пролювиально-делювиальные и аллювиальные отложения, коренные породы редко подвергаются размыву.

Детальная оценка среды развития оврагов выявила, что среди отложений, вскрытых расчистками на ключевых участках, преобладают крупнообломочные дресвяные грунты с супесчаным и суглинистым заполнителем (18–44.3 %) или супеси и суглинки дресвяные (содержание дресвы 10–11 %). Был выполнен комплексный анализ состава, структуры и свойств заполнителя крупнообломочных грунтов, так как установлено, что при геодинамических воздействиях поведение крупнообломочных грунтов определяется их заполнителем [6]. Большая часть образцов заполнителя представлена в различной степени пылеватыми супесью тяжелой и суглинком легким и средним.

Выполнено инженерно-геологическое районирование Улан-Баторского бассейна. Исследуемая территория относится к Центрально-Хэнтэйской горно-складчатой области Хэнтэйской горной провинции,

По морфогенетическому признаку (сочетанию определенных форм рельефа и рельефообразующих факторов) на исследуемой территории выделяются денудационно-тектонические, структурно-денудационные и аккумулятивные типы рельефа.

Инженерно-геологические области выделены по высотному положению водораздельных поверхностей; подобласти – по глубине и густоте эрозионного расчленения и преобладающей крутизне склонов. Густота эрозионного расчленения обуславливает длину склонов, площадь водосборных бассейнов – концентрацию и скорость стока, в сочетании с глубиной расчленения определяющих эрозионный потенциал рельефа – одного из главных факторов развития линейной эрозии. В качестве признака отграничения районов использовался преобладающий стратиграфогенетический комплекс пород.

С целью выявления водосборных бассейнов, подверженных активному развитию опасных экзогенных процессов, выбора ключевых участков для детальной оценки форм овражной эрозии и их мониторинга выполнено районирование и морфометрический анализ элементарных водосборных бассейнов.

Признаками выделения опасных водосборных бассейнов, потенциально предрасположенных к развитию эрозионных процессов, является сочетание благоприятных для развития эрозионных процессов геоморфологических условий и определенной мощности и состава рыхлых отложений.

Литература

1. Красилова Н.С. Геологические природные процессы, их воздействие на литосферу и экологические последствия // Теория и методология экологической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 141–200.
2. Литвин В.М. Экзогеодинамика Восточной Сибири и риск чрезвычайных ситуаций // Проблемы земной цивилизации: Доклады конференции «Теоретические и практические проблемы безопасности Сибири и Дальнего Востока», Вып. 1, часть 1. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1999. С. 69–72.
3. Литвин В.М. К принципам инженерно-геологической оценки экзогенных геологических процессов // Инженерная геодинамика и геологическая среда. Новосибирск: Наука, 1989. С. 14–24.
4. Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1972. 296 с.

5. Бат Б. Оценка и прогнозирование устойчивости геологической среды к природным и техногенным воздействиям территории города Улан-Батор: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. 48 с.

6. Макаров С.А., Рященко Т.Г., Акулова В.В. Геоэкологический анализ территорий распространения природно-техногенных процессов в неоген-четвертичных отложениях Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 2000. 160 с.



В.А. Пеллинен

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ОПАСНЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ О. ОЛЬХОН

Побережья озера Байкал и острова Ольхон – красивейшие и уникальные творения природы – стали визитной карточкой Байкальского региона.

Развитие береговых геосистем в геологическом пространстве и времени сопровождается проявлением разнообразных экзогенных геологических процессов. С одной стороны, экзогенные процессы приводят к формированию разнообразного рельефа, чем и привлекательны байкальские берега, которые нуждаются в защите и охране реликтовых форм. С другой стороны, в сочетании с антропогенной нагрузкой повышаются геоэкологические риски при освоении территории, которые могут спровоцировать возникновение чрезвычайных ситуаций с угрозой для жизни людей.

При планировании и создании туристско-рекреационных зон необходимо геоэкологическое обеспечение безопасности территорий и населения при организации массового отдыха туристов. Выявление закономерностей развития инженерно-геологических процессов в береговой зоне о. Ольхон в целях оптимального и безопасного использования данной территории – основная задача данной работы. При освоении побережья острова Ольхон в рамках созданной и активно развивающейся Байкальской туристско-рекреационной зоны важно учитывать ее природные особенности и состояние и принять природоохранную концепцию за основу управленческих решений.

Остров Ольхон – самый крупный остров Байкала, протяженность его береговой линии с учетом береговых озер составляет 225 км. Современные условия ее формирования характеризуются все более возрастающей антропогенной нагрузкой.

Одним из главных факторов формирования современного облика склонов острова является многовековой уровенный режим озера Байкал. С августа 1959 г. в результате создания Иркутской ГЭС на Байкале установился искусственный зарегулированный уровенный режим. Наполнение Иркутского водохранилища привело к повышению уровня воды в озере на 1,2 м по данным Гидрометслужбы [1]. Как показали результаты мониторинга Байкальского побережья, установленные ограничения по амплитуде колебания уровня озера привели к определенной стабилизации абразионного процесса, более плавной перестройке профиля склона [2].

Другим фактором техногенного воздействия стала электрификация острова, несомненно, увеличившая антропогенную нагрузку в результате создания предпосылок для развития инфраструктуры и прокладки дополнительных инженерных коммуникаций на острове. Вместе с благами электрификации усилился и поток туристов, происходит массивное освоение берегового пространства: создание туристических центров, баз отдыха, спортивных лагерей, увеличение стихийных мест стоянок, хаотически проложенных транспортных маршрутов и пеших троп. В сравнении с 1980 г., когда была только одна центральная автодорога по острову, техногенная нагрузка в виде грунтовых автодорог к 2010 г. значительно возросла. В настоящее время подсчитано, что протяженность хаотичной системы дорог, тяготеющая преимущественно к северо-западному побережью острова, составила 1311 км. Объясняется это тем, что все

желающие на любом личном автотранспорте могут посещать остров. По данным автомобильного поста на паромной переправе Ольхонские ворота, в период с 10 июля по 10 августа регистрируется въезд на остров 80–90 машин в сутки, помимо маршрутных автобусов. Зачастую лагерь с палатками туристы устанавливают непосредственно на оползневых склонах или в бухтах под обрывистыми, обвально-осыпными склонами.

Побережье Ольхона имеет определенные закономерности и особенности строения, связанные с сейсмичностью региона. Тектонические зоны дробления играют важную роль, особенно при формировании и развитии гравитационных экзогенных процессов. Развитию этих процессов способствует не только тектоника, но и активное выветривание.

В морфологическом отношении берега острова разделяются на два вида – пологие и высокие. Первые сложены осадочными неоген-четвертичными отложениями, обладающими специфическими физико-химическими и деформационными свойствами, которые при влиянии определенных факторов приводят в смещение грунтовые массы берегового склона. Вторые сложены коренными породами фундамента сибирской платформы. Развитие высоких берегов предопределено сейсмотектоническими условиями региона, геологическим строением и в современных условиях связано с процессами выветривания и техногенным влиянием.

В результате научно-исследовательских работ и при анализе фондовых данных установлено, что в береговой зоне острова Ольхон развиваются группы опасных экзогенных геологических процессов: гравитационные процессы, абразионные процессы и процессы связанные с деятельностью ветра. Гравитационные процессы проявляются в виде осыпей, обвалов и оползней.

Осыпи и обвалы на острове распространены в основном на северо-западном побережье и в мысовых частях юго-восточного побережья, где высота уступов равна 180 м, а крутизна меняется от 70 до 90°. Склон в местах проявления обвалов и осыпей слагают глубокометаморфизованные силикатно-карбонатные породы, представленные кристаллическими известняками с графитом, гнейсами, кварцитами, амфиболитами, мраморами, и породы кислого состава – граниты, сиениты и пегматиты. Размеры обвалов могут быть огромны и представляют вывалы по напластованию пород. На образование вывалов влияет повышенная тектоника региона, а также свой вклад вносит и морозное выветривание. Зона проявления таких обвалов расположена на севере острова, в районе побережья Узур-Хобой, протяженностью 26.64 км. Высота уступа здесь достигает 185 м. Осыпи не столь громадны, но обширны. Конусы осыпей формируются многие годы. Их объемы меняются от 10 до 1000 м³. Наиболее яркий пример проявления осыпей – побережье между мысами Ижемей и Шунтэ-Правый. Данное побережье представляет опасность для туристов, которые приезжают посмотреть на геологический памятник «мыс Хобой».

Оползни на Ольхоне распространены по западному берегу. Склоны, пораженные оползевым процессом, различны по типу и механизму смещения. В мысовых частях заливов встречаются небольшие блочные оползни в скальных породах, сплывы, мелкие оползни-потоки рыхлых поверхностных отложений. Значительную протяженность имеют береговые склоны, деформированные развитием солифлюкционных оползней. Этот тип деформаций вызван пластическим течением сезонно-талого слоя горных пород по замороженной наклонной поверхности склона [3]. Такими оползнями поражены берега заливов Баян-Шунген, Харалдайский, Нюргинский. Наиболее ярким примером катастрофически быстрого смещения является крупный блочный оползень в районе мыса Саса. Здесь деформации подвержена аккумулятивная часть поверхности высотой 70 м над урезом Байкала, смещение происходит по круглоцилиндрической поверхности скольжения, оползневые блоки запрокинуты под склон. Смещающейся толщей являются озерные отложения неогена. Первая оползневая ступень имеет площадь 0.097 км², общая равна 0.104 км² а объем – 3 млн 129 тыс. м³. Расположение кемпингов в пределах оползневого склона является опасным и может быть угрозой для жизни людей.

Дефляция – процесс, связанный с деятельностью ветра, достаточно ярко проявлен на острове. В результате нарушения природного равновесия, из-за поднятия уровня водохранилища, в береговой зоне ветровой эрозии подверглись наиболее древние эоловые формы. Это все активизировало процесс наступания песков в глубь склона со скоростью 12.4 – 60.0 мм/год [3]. Эоловые поля приурочены к восточному побережью Ольхона и встречаются в районе поселков Хужир, Харанци, Песчанка, а также в заливах Тогай и Шebetский. Площади эоловых полей в среднем достигают размеров 1.2 км² и в настоящее время продолжают увеличиваться. Активные эоловые процессы развиваются в непосредственной близости от населенных пунктов. Есть случаи, когда поселок на острове полностью был занесен песком в течение нескольких десятков лет.

В целях обобщения и анализа геоэкологической ситуации на территории острова Ольхон использовались геоинформационные системы [4]. В программе MapInfo выполнено построение слоев синтетической инженерно-геологической карты острова. Программный комплекс позволяет комбинировать различные слои и проводить геоинформационный анализ накопленного фактического материала. Построены слои генетических типов берегов и проявлений опасных экзогенных геологических процессов. Электронный формат специализированной карты дает возможность пополнять банк данных по результатам ежегодного мониторинга процессов.

Побережье острова Ольхон озера Байкал имеет особое рекреационное значение, поэтому геоэкологическая оценка береговой зоны острова остается главной задачей при проектировании туристско-рекреационных зон и строительстве объектов любого класса ответственности. Следует учитывать, что в районе берегового склона должны выдерживаться водоохранные зоны, которые, с одной стороны, способствуют частичному очищению и сохранению поверхностных вод, а с другой предотвращают техногенную нагрузку и способствуют устойчивости склона. Соблюдение законодательно установленных норм будет способствовать рациональному землепользованию и разумному распределению нагрузки на прибрежные территории.

Литература

1. Государственный доклад о состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2010 г. М., 2010. Вып. № 17.
2. Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Щипек Т., Пеллинен В.А. Солифлюкционные оползни побережья острова Ольхон // Вестник ИрГТУ. 2011. № 4(51). С. 41–49.
3. Экзогенные процессы в геологической среде. Оценка природных опасностей / Под. ред. А.Т. Янковского, Е.А. Козыревой. Иркутск-Сосновец, 2008. 107 с.
4. Теория и практика создания геоинформационной системы в инженерной геологии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Ин-т геоэкологии РАН, 2011. 281 с.

С.Г. Платонова¹, В.В. Скрипко²

¹ *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия*

² *Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия*

СЕЙСМОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ДОЛИНЫ Р. ДЖАЗАТОР

Горы Алтай характеризуются высокой неоднородностью геологической среды. Современная тектоническая активность территории Горного Алтая находит отражение в сейсмичности региона, проявляющейся в пределах нескольких эпицентральных зон. Эпицентральные зоны Алтая представляют собой линейные зоны тектонических разломов, на формирование общего плана которых, в свою очередь, оказывает влияние мелкоблоковый характер современной тектонической структуры горной страны. Так, на участках сочленения разнонаправленных разломных зон различного иерархического уровня, а также на границе тектонических блоков, отличающихся по контрастности

современных тектонических движений, формируются структурные узлы, которые характеризуются повышенной трещиноватостью и проницаемостью горных пород. Долина р. Джазатор расположена в западной части Горного Алтая в Кош-Агачском районе Республики Алтай. Сейсмогеологические исследования проводились на участках структурных узлов сочленения тектонически активной магистральной зоны, трассируемой долиной Джазатора, с разнонаправленными разломами более низкого иерархического ранга. Последние как имеют локальный характер границ между отдельными относительно небольшими тектоническими блоками, так и являются отражением регионального поля напряжения западной части Алтайской горной страны (рисунок).

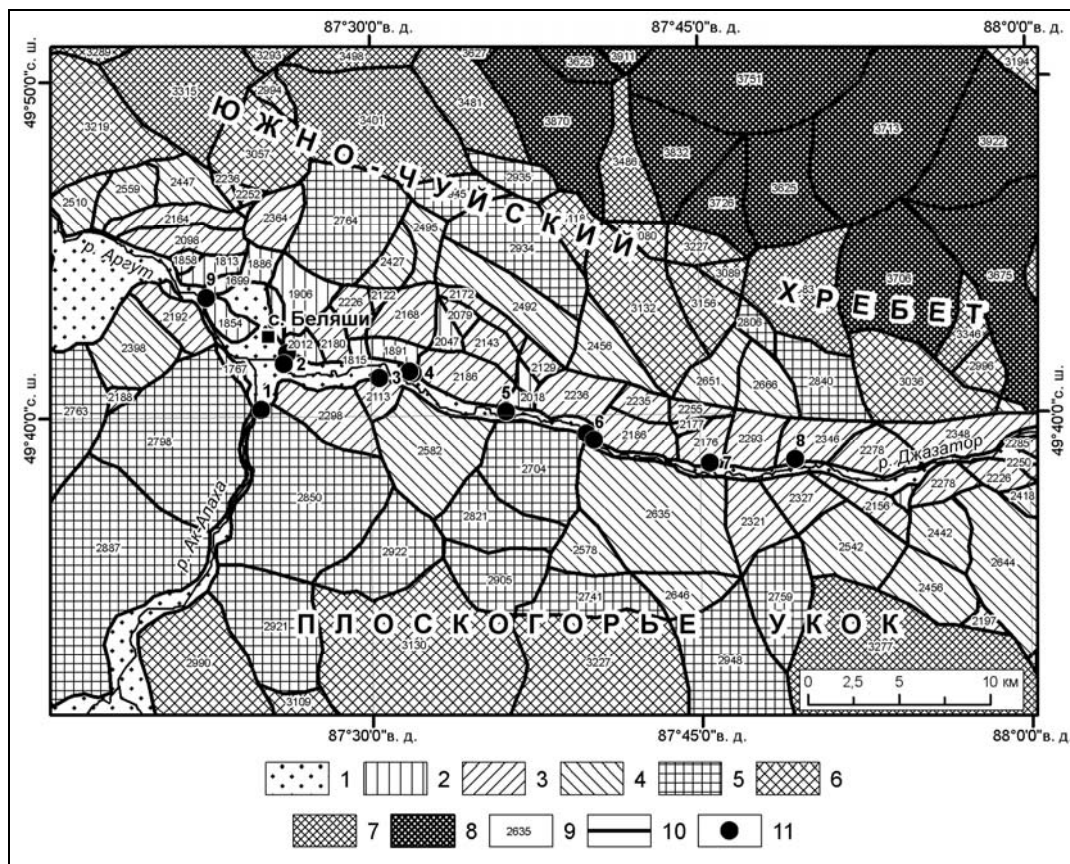
Молодая тектоническая структура долины р. Джазатор заложена на палеозойском фундаменте, сложенном флишоидно переслаивающимися метаморфизованными терригенными толщами горно-алтайской серии верхнего кембрия – нижнего ордовика (участки по р. Джазатор), прорываемыми гранитными интрузиями (участки по р. Ак-Алаха). Долина Джазатора выполнена аллювиально-озерными, гляциальными и флювиогляциальными отложениями олигоцен-четвертичного возраста [1]. Характерным является обилие моренного материала, отложенного ледником позднеплейстоценового оледенения, распространение которого наблюдается до уровня 500 м над тальвегом [2].

Собственно долина р. Джазатор представляет собой неширокую субширотную тектоническую депрессию в восточной части Самахинско-Джасаторского понижения, разделяющего Чуйско-Сайлюгемское поднятие и Укокский свод. Суммарная амплитуда относительного прогибания здесь составляет 1000–1500 м. Борты депрессии – тектонические, местами имеют вид денудационных уступов высотой 250–300 м [2]. В общем структурном плане Алтайской горной страны долина Джазатора соответствует отрезку со взбросо-надвиговой кинематикой на участке транспрессионного изгиба правосдвиговой зоны [3]. Кроме того, на формирование новейшей структуры исследуемой территории оказало влияние продолжающееся сводовое воздымание Алтая и мелкоблоковая дифференциация территории, характерная для плейстоцена [4]. Это отразилось на структурном плане долины Джазатора, где, наряду с тектоническими разломами магистрального субширотного – северо-западного направления ($290\text{--}310^\circ$), широко проявлены тектонические разрывы более мелкого иерархического уровня, основные из которых имеют юго-западное ($230\text{--}240^\circ$) и субмеридиональное простирание (170°).

Зона долины Джазатора проявляет себя активной не только в тектоническом, но и в сейсмическом отношении. При палеосеймотектонических исследованиях [5] в пределах долины р. Джазатора выявлены следы древних землетрясений с магнитудой до 7.0–7.5, оставившие на поверхности первичные сейсморазрывы, хорошо картируемые на участках Тюнь, Ак-Алаха, Тангыт, Ильдыгем. Здесь же зафиксированы землетрясения исторического периода с эпицентрами: в районе устья р. Тюнь (19–21.09.1923 г. с магнитудой $M=5.6\text{--}6.0$); на северном продолжении Тюньского разлома (29.10.1975 г. и 18.05.1988 г. с $M=4.0$ и 3.5, соответственно); в устьевой части р. Ак-Алахи (20.07.1929 г., $M=4.7$) [6]. Рассмотрим характеристику этих участков детальнее.

Участок Тюнь. Проявления активной тектоники в виде сейсмодифформаций представлены как на левом, так и на правом берегу. На левобережье системы тектонических зияющих трещин с азимутами простирания 170° , $310\text{--}320^\circ$ и 220° нарушили сглаженный ледником коренной склон, образовав своеобразную «черепашовую структуру». На правом берегу сейсморазрыв выражен на склоне эрозионными формами, начиная оврачком (длиной около 200 м и глубиной до 20 м) в морене, переходящим в русло временного водотока (длиной около 5 км), а также в виде ориентированных ($310\text{--}320^\circ$ и 220°) эрозионных рытвин (коротких (10–20 м) и протяженных (до 300 м), глубиной от 0.5 до 2.0 м), нарушающих поверхность песчаной 1.5-метровой правобережной пойменной террасы. Здесь же, на правом склоне долины отмечен крупный оползень в

верхнеплейстоценовой морене, с поверхностью отрыва длиной более 200 м. Оползневые массы образуют на склоне вал шириной около 60 м, высотой около 50 м, который стал причиной образования небольшого озера [7]. О достаточно молодом возрасте Тюньского сейсморазрыва (примерно 1000 лет) свидетельствует полученная радиоуглеродная датировка образца погребенной древесины в верхних слоях деформированной правобережной террасы, которая составила 910 ± 70 лет (ИГАН-1929) [5].



Блоковое строение долины р. Джазатор.

1 – днища долин рек; интервалы абсолютных отметок максимальных высот блоков (метод естественных границ): 2 – 1669–2055 м, 3 – 2056–2369 м, 4 – 2370–2693 м, 5 – 2694–2959 м, 6 – 2960–3247 м, 7 – 3248–3573 м, 8 – 3574–4084 м; 9 – максимальные высоты в пределах блока; 10 – тектонические разломы; 11 – участки: 1 – Ак-Алаха, 2 – Беляши, 3 – Джазатор, 4 – Тюнь, 5 – Узругу, 6 – Ильдыгем, 7 – Тангыт, 8 – Кук-Карагай.

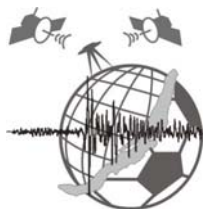
Участки Ак-Алаха, Беляши расположены в устьевой части р. Ак-Алаха в районе с. Беляши (р. Джазатор) и приурочены к структурному узлу, образованному разломами северо-северо-западного (по аз. 310° , изменяющемуся к югу до аз. 350°) и близширотного простирания. В районе с. Беляши на левом берегу реки Аргут и ее притока Ак-Алаха отмечена серия вторичных блоковых оползней. В рельефе они выражены как достаточно крупные денудационные останцы. Деформации прослеживаются на протяжении почти 5 км, затухая по удалению от устьевой части вверх по р. Ак-Алаха, на юг. На западной окраине с. Беляши в разрезе рыхлых озерных песков вдоль правого берега р. Аргут получена ^{14}C -датировка древесины в 230 ± 60 лет (ИГАН-1936), которая может косвенно говорить о верхней границе сейсмического события и фиксирует смену характера осадконакопления в долине этой реки [8].

Сейсмодеформации, сопровождаемые формированием «черепашьей структуры» на левобережье Джазатора, с зияющими трещинами описанных выше направлений выявлены также на участках Тангыт, Кук-Карагай, Ильдыгем. На правом берегу линейные

деформации, оползни в морене, сопровождаемые образованием подпрудных озер, отмечены на участке Тангыт.

Литература

1. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. М.: Недра, 1962.
2. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
3. Новиков И.С., Еманов А.А. и др. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 11. С. 1139 – 1149.
4. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 131 с.
5. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
6. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.
7. Платонова С.Г. Сейсмическая активность Чарышско-Теректинского глубинного разлома и его положение среди сейсмогенных структур Горного Алтая // Известия Алтайского университета. 1999. № 3 (13). С. 33–39.
8. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82–95.



С.В. Рыбальченко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

СЕЛЕВАЯ ОПАСНОСТЬ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Сахалинская область входит в ряд регионов Российской Федерации, в которых селевые процессы представляют большую опасность для населения и хозяйства.

Территории 33 населенных пунктов области селеопасны. В населенных пунктах Сахалинской области, территории которых подвержены селевым процессам, проживает более 317 тыс. человек.

В зонах хозяйственной деятельности и на территории населенных пунктов селевые потоки регистрируется раз в 2–3 года. Основной ущерб, причиняемый селевыми потоками хозяйству Сахалина, выражается в повреждении и разрушении автомобильных и железных дорог, линий связи и электропередач. Наибольший ущерб селевые потоки причиняют в периоды массового селеформирования, как правило, вызываемого сильными осадками при выходе на территорию области глубоких циклонов и тайфунов.

Так, во время прохождения тайфуна "Филлис" 5–6 августа 1981 г. только в населенных пунктах и в зонах хозяйственной деятельности на Южном и Среднем Сахалине было зарегистрировано более 500 селевых потоков объемом более 100000 м³.

Были зарегистрированы случаи гибели людей в селевых потоках во время массового селеобразования в 1970, 1978, 1981 гг.

Такой значительный ущерб обусловлен расположением населенных пунктов преимущественно в долинах рек, вдоль морских террас, где проявляются селевые процессы.

Отсутствие карт селевой опасности территорий населенных пунктов не позволяет эффективно управлять территориями, способствовать их устойчивому развитию, а также обеспечить безопасные и благоприятные условия для жизнедеятельности населения.

Наличие крупномасштабных схем (карт, планов) селеопасных зон на территории населенных пунктов позволит наиболее полно проработать мероприятия, способствующие защите населения и хозяйственных объектов Сахалинской области от селевых процессов.

Для того чтобы предотвратить или снизить ущербы от селевых процессов, необходима разработка схем планировочных ограничений к генеральным планам населенных пунктов Сахалинской области, которые позволят определить степень воздействия селевого потока на хозяйственные объекты, произвести выбор площадок для размещения объектов, отвечающих требованиям надежности и безопасности.

В 2008–2009 гг. лабораторией лавинных и селевых процессов ДВГИ ДВО РАН впервые в Сахалинской области выполнена оценка селевой опасности территорий всех населенных пунктов области.

В ходе работ были созданы схемы планировочных ограничений к генеральным планам населенных пунктов (селевая опасность) как крупномасштабные карты и планы селевой опасности территории (масштаб 1:2000 – 1:25000) для всех селеопасных населенных пунктов Сахалинской области; определено количество селевых бассейнов в каждом населенном пункте; выбраны методики определения динамических характеристик селевого потока, методики определения категории селевой опасности; определены основные характеристики селевых бассейнов; для каждого селевого бассейна были рассчитаны динамические характеристики – средняя и максимальная скорости, гидростатическое и гидродинамическое давление селевого потока на препятствие; составлен перечень объектов и сооружений, находящихся в селеопасных зонах.

По результатам исследований, в селеопасных зонах Сахалинской области находится 33 населенных пункта, из них 8 городских и 25 сельских поселений.

Общая площадь застройки в селеопасной зоне по населенным пунктам составляет 2600 га.

В Сахалинской области развиваются селевые процессы всех типов. Формируются как связные (грязевые и грязекаменные), так и несвязные (наносоводные) селевые потоки. На Курильских островах формируются лахары, водоснежные потоки [2].

Средние объемы селевых потоков в Сахалинской области, как правило, невелики: 500–1000 м³, однако максимальные объемы превышают 500 тыс. м³, а их дальность выброса достигает 16 км.

Скорости селевых потоков достаточно высоки и могут достигать 33 м/с, что обусловлено большими уклонами (от 20 до 35°) и малой длиной селевых русел (в среднем 200–1000 м).

Высота первой селевой волны в селевых потоках не превышает 7 м.

Значения максимальных расходов селевых потоков могут достигать 7000 м³/с (г. Северо-Курильск, бассейн р. Матросская).

Средняя ширина селеопасной зоны составляет 100–150 м, максимальная ширина – 2300 м (г. Южно-Сахалинск, бассейн р. Буреи).

Максимальное расчетное давление селевого потока на препятствие достигает 0.810 кг/м² (с. Буюклы, бассейн р. Буюклинка) (т.е. это разрушение капитальных железобетонных сооружений I уровня защищенности; разрушение линейных сооружений подземной прокладки) [5].

Высокая степень интенсивности проявления селевых процессов на территории Сахалинской области и формирование селевых потоков больших объемов в низкогорье и среднегорье о. Сахалина и Курильских островов обусловлены сочетанием следующих факторов селеобразования:

- геоморфологические факторы (морфометрические характеристики селевых очагов и селевых бассейнов):
 - большая глубина расчленения рельефа, достигающая 500–1000 м;
 - большая крутизна склонов водосборов селевых бассейнов и селевых русел, достигающая в верховьях 35–50°;

– геологические факторы. Одним из условий формирования селевого потока является наличие на склоне большого количества рыхлого обломочного материала, составляющего потенциальный селевой массив (ПСМ). Главным фактором, определяющим процесс образования ПСМ, является литологический состав и состояние горных пород, слагающих верхние слои коры выветривания.

Геологическое строение склонов: слабосцементированные алевролиты, аргиллиты, песчаники (легкоразмываемые и размокаемые), насыщающие селевой поток глинистыми фракциями (условие формирования связных селей), в сочетании с прочными интрузивными, вулканогенными и метаморфическими породами (диоритовые порфириды, андезиты, диориты, дациты, зеленокаменные сланцы, серпентиниты), обеспечивающими валунно-глыбовую составляющую селевых потоков [3, 4].

– гидрометеорологические факторы. Наиболее важными среди гидрометеорологических факторов являются режимы осадков и температур, определяющие как условия вовлечения в селевой процесс горных пород, так и скорость выветривания последних, чем ограничивается скорость формирования потенциальных селевых массивов накопления.

Селеобразующая сумма осадков в исследуемых районах составляет 50–70 мм при интенсивности осадков 30–50 мм/сут. Однако, в случае предшествующего увлажнения пород ПСМ, селевые процессы развиваются при выпадении 10–20 мм осадков в течение суток.

Зарегистрированные максимумы осадков за циклон – 1277 мм, суточный – 230 мм, часовой – более 50 мм [1]. Работы по построению крупномасштабных карт селевой опасности для населенных пунктов Сахалинской области были выполнены впервые. Впервые была проведена полная перепись объектов, расположенных в селеопасной зоне. Общее количество селевых бассейнов составило 301.

Основные факторы, определяющий объемы, динамические характеристики и повторяемость селевых процессов: геологические (характер пород, слагающих потенциальные селевые массивы), геоморфологические (морфометрические характеристики склонов) и гидрометеорологические (наличие достаточного количества воды для смыва и перемещения рыхлообломочного материала).

Из-за высокой интенсивности проявления селевых процессов и большой площадной пораженности территории населенных пунктов Сахалинской области селевые процессы представляют большую опасность для населения и хозяйства области.

Схемы планировочных ограничений к генеральным планам населенных пунктов (селевая опасность) Сахалинской области, впервые построенные лабораторией лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала Дальневосточного геологического института ДВО РАН для каждого населенного пункта области, подверженного воздействию селевых процессов, позволят уменьшить ущербы от селей.

Литература

1. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А., Рыбальченко С.В. Гидрометеорологические условия периодов массового селеобразования на о. Сахалин // Труды Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Пятигорск: «Севкавгипроводхоз», 2008. С. 95–98.

2. Казаков Н.А., Минервин И.Г. Селевые процессы на о. Сахалин // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг, вып. 4. М.: ПОЛТЕКС, 2000. С. 35–38.

3. Казаков Н.А., Жукова З.И. Районирование о. Сахалин по степени проявления селевой деятельности // Тр. Гидрометцентра Сахалинского УГМС. Региональные исследования. Южно-Сахалинск, 1988. С. 131–137.

4. Полуниин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 232 с.

5. Руководство по изучению селевых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 143 с.

Г.Р. Хоситашвили

ОАО «Росстройизыскания», Москва, Россия

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Экзогенные геологические процессы (ЭГП), так же как и землетрясения, извержения вулканов (эндогенные геологические процессы), относятся к одному и тому же разделу наук о Земле – инженерной геодинамике. Об этом очевидном положении приходится напоминать лишь потому, что многие специалисты в области сейсмологии, сеймотектоники и геофизики под термином «геодинамика» понимают исключительно его эндогенный аспект. Вместе с тем вряд ли кто будет возражать против положения о том, что все виды современных геологических (экзогенных и эндогенных) процессов являются отражением эволюции геосферы – смены состояния планеты Земля (литосферы) во времени.

Проявления геодинамических процессов, в первую очередь землетрясения, часто связаны с большими материальными и людскими потерями. Достаточно сослаться на общемировую статистику, согласно которой за все время регистрации землетрясений среднестатистический показатель гибели людей от этого геологического явления составляет 10000 чел/год. Следует отметить, что в балансе материальных и социальных потерь от природных катастроф и аварий по России на геологические явления (читай на проявления геодинамических процессов) приходится 28 %; понятно, что львиная доля от этой цифры приходится на землетрясения.

Степень опасности землетрясения, вызывающего разрушение гражданских и промышленных объектов, гибель людей, во много раз может возрасти за счет экзогенных процессов, синергетически связанных с ним, такими как оползни (обвалы), сели, лавины, затопление, цунами и др.

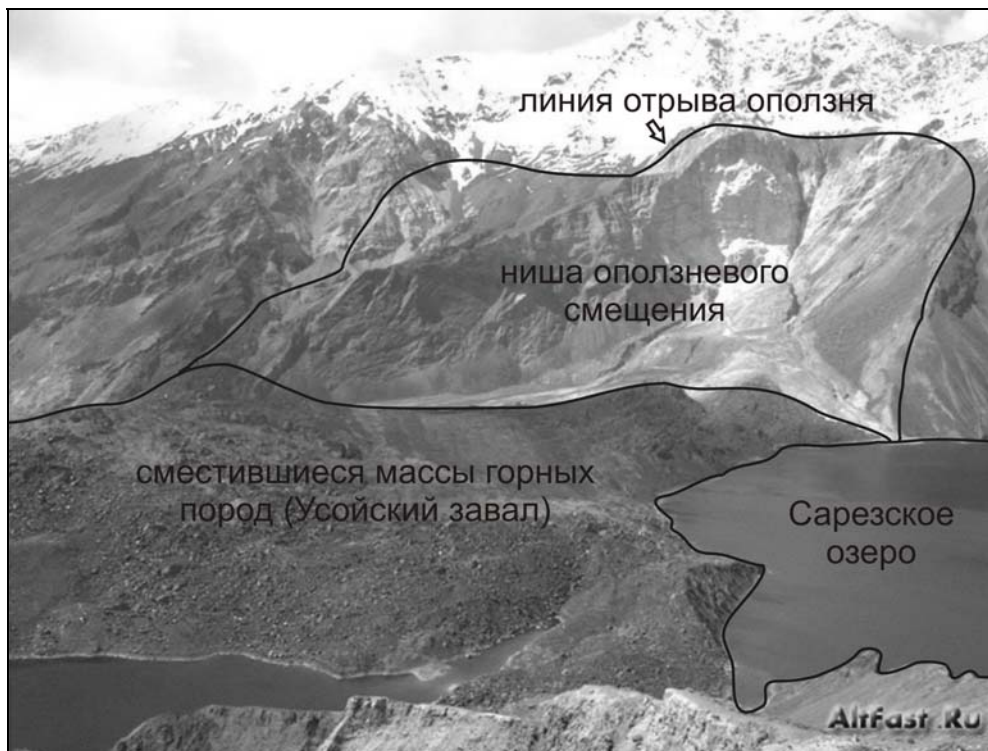
Нанесенный урон от синергетических процессов при определенных природных и техногенных условиях на порядки может превосходить негативные последствия непосредственно от землетрясения. В этой связи достаточно сослаться на известные и освещенные в специальной литературе примеры.

Усойский оползень-обвал (Памир) – в феврале 1911 г. в нижнем течении р. Мургаб в результате землетрясения (по расчетам сейсмологов с магнитудой 7.8 по шкале Рихтера) возник крупнейший за весь период наблюдений оползень-обвал (рисунок). Сошедшие со склона огромные массы горных пород образовали естественную плотину, перегородившую долину р. Мургаб. Объем завала по различным подсчетам составил от 2.2–до 3.0 км³. Ширина завала по дну долины – более 5 км. Длина завала поперек русла – 1 км. Наибольшая высота этой наброски в ее середине около 700 м. Под массой обрушившихся пород был погребен кишлак Усой, погибли 180 чел. В результате перекрытия русла р. Мургаб образовалось озеро, воды которого затопили кишлак Сарез, расположенный выше по течению реки. В этой связи естественный водоем получил название Сарезское озеро.

Сравнительно недавно, 4 января 2010 г., в результате сильного землетрясения в отдаленной долине р. Хунза, на севере Пакистана, крупнейшим оползнем была похоронена заживо деревня Аттабад. Оползшие массы горных пород перекрыли русло реки Хунза, создав озеро глубиной 91 м и длиной по руслу реки 16 км. Образовалась естественная плотина, которая подперла воды р. Хунза. В настоящее время имеет место наращивание объема и уровня воды в озере, что грозит опасностью прорыва плотины и затопления населенных пунктов, расположенных в нижнем течении р. Хунза.

Описание оползне-обвальных процессов с катастрофическими последствиями имеет целью обратить внимание наших коллег по инженерным изысканиям – геофизиков-сейсмологов – на важность учета фактора ЭГП при оценке сейсмичности той или иной территории. В современных условиях резкого расширения сферы строительного

хозяйственной деятельности с охватом территорий со сложными рельефными и геодинамическими условиями особое значение приобретает корректность оценки сейсмоопасности территорий проектируемого строительства, что, как нам представляется, является первейшим условием для обеспечения безопасности при строительстве и эксплуатации зданий и сооружений.



Усойский оползень-обвал.

На заднем плане – ниша стенки срыва оползня;
на переднем плане – массы сместившихся горных пород, перекрывшие русло р. Мургаб.

Основой для оценки сейсмичности застраиваемых территорий являются известные карты общего сейсмического районирования. По всей видимости, в числе признаков для построения и актуализации этих карт (ОСР-97) фактор ЭГП не был задействован. Вместе с тем, если исходить из постулата о том, что пораженность территории ЭГП влияет на интенсивность проявления землетрясения, то в картах ОСР должна была найти отражение мелкомасштабная карта распространений, точнее подверженности территорий страны, ЭГП. Выполнение данной рекомендации может существенно повысить достоверность карт ОСР, тем более что подобная, в частности оползневая, карта ЭГП в нашей стране была подготовлена еще в семидесятые годы прошлого века [1]. Позже, в 2001 г., ВСЕГИНГЕО была составлена и издана более информативная (с охватом множества видов ЭГП) подобная карта [2].

Пробел, связанный с недоучетом в картах ОСР фактора ЭГП, как нам представляется, должен быть восполнен при оценке сейсмичности на стадии выполнения изысканий для проектирования зданий и сооружений, при составлении карт уточнения исходной сейсмичности (УИС), сейсмического микрорайонирования (СМР). Следовательно, необходимые указания по этой проблеме должны были быть обозначены в действующих технических регламентах (сводах правил – СП), нормирующих инженерные изыскания для строительства в сейсмических районах.

В актуализированном документе [3] рекомендации по сейсмологическим и сеймотектоническим исследованиям, включая сейсмическое микрорайонирование, даны

в специальных разделах: 6.1.7; 6.5.3.14, однако в них вопрос об ЭГП как одним из геологических факторов, определяющих сейсмичность, не рассматривается.

В другом нормативном документе [4] вопрос об ЭГП, с точки зрения их влияния на сейсмичность, находит свое отражение в несколько завуалированной форме: а) в Примечаниях к табл. 1 (п. 10) указанного выше документа говорится об уровне грунтовых вод, при глубине расположения которого меньше 5 м (речь идет об одном из видов ОГП – о подтоплении территории) в разрезе с глинистыми и песчаными грунтами, последние по сейсмическим свойствам должны быть отнесены к III категории. Согласно этому положению роль грунтовых вод ограничивается лишь их влиянием на состояние грунтов, в данном случае класса дисперсных. Вместе с тем обводненность (подтопление) массива как самостоятельный фактор, при любых классах горных пород, его слагающих, оказывает существенное влияние на интенсивность проявления землетрясений, и соответственно данный факт должен быть учтен в рекомендациях при оценке (приращении) сейсмичности; б) текст пункта 4.5 «Площадки строительства, расположенные вблизи плоскостей тектонических разломов, с крутизной склонов более 15°, нарушением пород физико-геологическими процессами, просадочными и набухающими грунтами, осыпями, обвалами, плывунами, оползнями, карстом, горными выработками, селями являются неблагоприятными в сейсмическом отношении» мы приводим целиком по ряду причин:

2. это единственная статья в рассматриваемом документе, в которой есть ссылка на опасные геологические процессы как фактор, влияющий на сейсмичность;
3. для учета влияния на сейсмичность некорректно одним «пакетом» представлять природные и техногенные («горные выработки») факторы, совершенно различные по механизму формирования и развития, так же как и по степени влияния на интенсивность проявления землетрясений;
4. предложенные рекомендации по нейтрализации негативных воздействий указанных факторов на здания и сооружения в сейсмоопасных зонах, которые сводятся к «укреплению их оснований и усилению конструкций», даны по шаблону и не учитывают различный характер и силу воздействия этих факторов.

Литература

1. Схематическая карта районирования территории СССР по подверженности оползневым процессам. СНиП II-A. 6-72. Строительная климатология и геофизика. М.: Стройиздат, 1973.
 2. Шеко А.И., Крупадеров В.С., Максимов М.М. и др. Карта экзогенных геологических процессов в России, масштаб 1: 2 500 000. Пояснительная записка. М.: ВСЕГИНГЕО, 2001.
 3. СНиП 11-02-1996/СП. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. М.: Минрегион России, 2011.
 4. СП 14.13330.2011. Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81*. М.: Минрегион России, 2011.
-

VI. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ КАК ОСНОВА ДЛЯ ИХ ПРОГНОЗА. ПРЕВЕНТИВНЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ ПО СНИЖЕНИЮ РИСКА ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ

А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник
Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, Россия

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ВЗАИМОСВЯЗИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЭНЕРГООБМЕНА В НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ ПРИ ВНЕШНЕМ ЭНЕРГОВОЗДЕЙСТВИИ

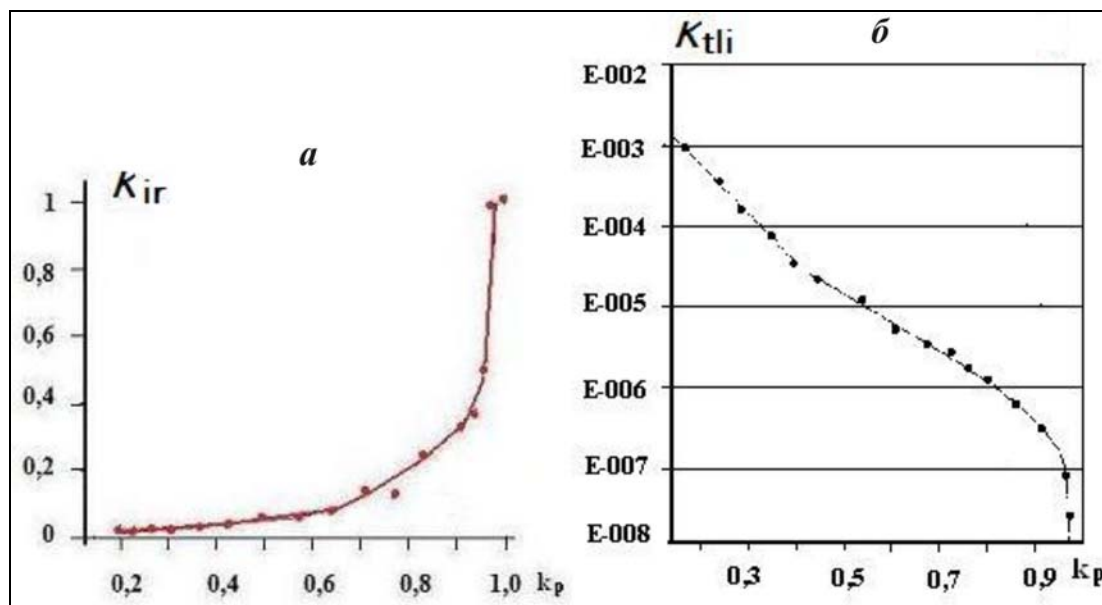
Внешнее энерговодействие повышает уровень внутренней энергии неоднородной среды, инициирует развитие энергообменного процесса, ведущего к изменению режимов деформирования, трещинообразования и релаксации, к изменению механофизических свойств среды. Цель лабораторных экспериментов на неоднородных модельных образцах состояла в поиске взаимосвязи составляющих энергообмена при внешнем воздействии в процессе развития механической неустойчивости, включая макроразрушение. Данное направление поиска востребовано задачами уменьшения риска разрушения как в сейсмоактивном регионе, так и в зонах со значительным уровнем сейсмичности, вызванной техногенным воздействием. Установлены количественные изменения интенсивности релаксации $K_{lr}(k_p)$ и количественные изменения пороговых уровней инициирующего воздействия $K_{tli}(k_p)$ как функций от k_p – отношения уровней текущей нагрузки к разрушающей. Анализ полученных распределений показывает, что каждая из трех выделенных стадий, увязанная с k_p , характеризуется отличающимся уровнем метастабильности изучаемого объекта в процессе развития механической неустойчивости.

Изучение кинетики составляющих энергообмена, вызванного внешним воздействием, связано в основном с проведением лабораторных экспериментов. Опыты на неоднородных модельных образцах выполнены в режиме дискретного, одноосного упругого нагружения на прессе с рычажным приводом [1–3]. Очередное нагружение выполнялось после достижения системой состояния, когда регистрируемая акустическая эмиссия (АЭ) проявлялась только в фоновой активности, что обеспечивало внутри цикла сопряженность динамического процесса с уровнем метастабильности изучаемого объекта. Параллельно проводилась регистрация уровней текущей нагрузки P_i , продольной деформации ϵ_i . В каждом цикле после завершения акта упругого нагружения проведены детальные изменения ΔP_i и продольной деформации $\Delta \epsilon_i$ за установленный временной интервал, равный 3 мин. На их основе вычислена энергия релаксации ΔE_i . Для неоднородных, энергонасыщенных сред с разными механофизическими свойствами величины ΔE_i будут различными, но в то же время они обусловлены исходным уровнем энергии дискретного энерговодействия E_i , которая формирует уровень ΔE_i при соответствующем k_p . В этой связи нормировка ΔE_i на E_i приводит к соотношениям, определяющим интенсивность релаксации как составляющей энергообмена.

Приведенное на рисунке, а, распределение расчетных оценок параметра $K_{lr}(k_p) = \Delta E_i / E_i$ позволяет принять их как изменение интенсивности процесса релаксации.

Также по циклам были рассчитаны уровни энергии, затраченной на инициирование только АЭ, как $e_i = E_i / N_i$, где E_i – энергия воздействия, N_i – число импульсов АЭ. Установлено, что энергия e_i как функция от k_p уменьшается на 2–3 порядка величины до уровня e_p в «последнем» цикле нагружения перед макроразрушением при максимальном уровне накопленной энергии E_{rp} . Объективно величина e_p для отличающихся модельных образцов будет разная, но она закономерно связана с уровнем накопленной потенциальной энергии E_{rp} , которая определяет энергетику их разрушения.

Действительно, для «*n*» цикла при воздействии с энергией выше уровня e_n/E_{cp} инициируется активный процесс деформирования, трещинообразования и релаксации, ведущий к разрушению. Следовательно, величина e_n/E_{cp} определяет минимальный пороговый уровень инициирующего воздействия, ведущего на данном этапе к разрушению. Для образцов с разными механофизическими свойствами эта величина равна в среднем $5 \cdot 10^{-8}$ [2]. По схеме, примененной для «последнего» цикла, на основе расчетных данных энергий e_i и E_{pi} вычисляются пороговые уровни инициирующего воздействия для всего диапазона k_p , как $K_{tli}(k_p) = e_i/E_{pi}$, где E_{pi} – энергия, накопленная до *i*-того цикла включительно. Максимальные уровни $K_{tli}(k_p)$ сопряжены с малыми величинами внутренней энергии E_{pi} и низкими значениями k_p (рисунок, б).



Распределения $K_{ir}(k_p)$ и $K_{tli}(k_p)$.

Рассмотрим особенности представленных распределений $K_{ir}(k_p)$ и $K_{tli}(k_p)$. Опыты на неоднородных, энергонасыщенных модельных образцах в режиме дискретного внешнего упругого воздействия определили возможность формирования метастабильного состояния с низких, минимальных уровней их внутренней упругой энергии. При этом полученные оценки интенсивности релаксации $K_{ir}(k_p)$ и пороговых уровней инициирующего воздействия $K_{tli}(k_p)$ указывают на их зависимость от уровня внутренней упругой энергии, которая обусловлена текущей нагрузкой и внешним энерговоздействием.

В распределениях $K_{ir}(k_p)$ и $K_{tli}(k_p)$ выделяются по три стадии в процессе развития механической неустойчивости. Первая – до $k_p=0.4-0.6$ – выделяется низкими значениями интенсивности релаксации $K_{ir}(k_p)$ и высокими – пороговых уровней инициирующего воздействия $K_{tli}(k_p)$. Отметим, что в процессе деформирования хрупкое разрушение возникает тогда, когда скорость деформации настолько велика, что напряжения не успевают сниматься механизмом неупругой релаксации. При малой скорости деформации наблюдается крип, при большей – сейсмическая активность [6]. В этой связи на начальной стадии до $k_p=0.4-0.6$ при малых величинах внутренней упругой энергии (низком уровне структурных напряжений) и максимальном пороге $K_{tli}(k_p)$ в среде отсутствуют условия (минимальный уровень энергонасыщенности) для активного хрупкого разрушения, что формирует низкий уровень интенсивности релаксации. Это означает, что возможно поддержание подобного состояния в неоднородной среде при определенных, расчетных величинах внешнего воздействия, когда постоянный «тренинг» геологической среды приводит к сохранению уровня слабой сейсмичности в сейсмоактивном регионе. В

докладе будут приведены данные по результатам воздействия на геодинамическом полигоне [4]. Данное положение применимо для поддержания необходимого уровня структурных напряжений техногенных аномалий.

На второй стадии наблюдаются увеличение интенсивности релаксации $K_{ir}(kp)$ и срединный уровень порога инициирующего воздействия $K_{tli}(kp)$. В сейсмоактивном регионе к данному этапу динамического развития относятся локальные зоны потенциальных очагов землетрясений, которые выделены как индикаторы среднесрочного прогноза сильного сейсмического события [5]. На данном этапе обеспечивается выбор необходимого уровня энергии воздействия в локальных зонах, что приведет к разрядке структурных напряжений в земной коре, которая сопровождается высвобождением части накопленной энергии и в итоге определит понижение сейсмической активности. Данный сценарий подтвержден экспериментами на модельных образцах и эволюцией выделенных аномальных очагов землетрясений в сейсмоактивном регионе [4, 5].

На завершающем этапе развития механической неустойчивости при больших уровнях интенсивности релаксации $K_{ir}(kp)$, высоком уровне трещинообразования, нелинейности процесса внешнее воздействие необратимо ведет к макроразрушению. Подобный отклик в динамике состояния среды сопряжен с низким уровнем порога $K_{tli}(kp)$, который обусловлен минимумом инициирующего, триггерного воздействия с энергией e_p при максимальной накопленной энергии E_{pn} . Полученные оценки взаимодействия $K_{ir}(kp)$ и $K_{tli}(kp)$ позволяют установить условия реализации триггера – функциональные параметры механизма триггерного инициирования при внешнем воздействии в процессе развития механической неустойчивости неоднородных сред. К ним отнесены: уровень триггерного воздействия, инициирующий макроразрушение; пороговые уровни инициирующего воздействия как функции от $K_{tli}(kp)$.

Выводы. Показано, что по мере развития механической неустойчивости растет $K_{ir}(kp)$ – интенсивность релаксационного процесса и уменьшается пороговый уровень инициирующего воздействия – $K_{tli}(kp)$.

Для трех стадий исследуемого процесса обоснованы механизмы формирования изменений при внешнем инициирующем воздействии. На их основе предложены способы управления уровнем структурных напряжений и сценарии развития механической неустойчивости, направленные на уменьшение риска макроразрушения.

Установлены функциональные параметры механизма триггерного инициирования при внешнем воздействии.

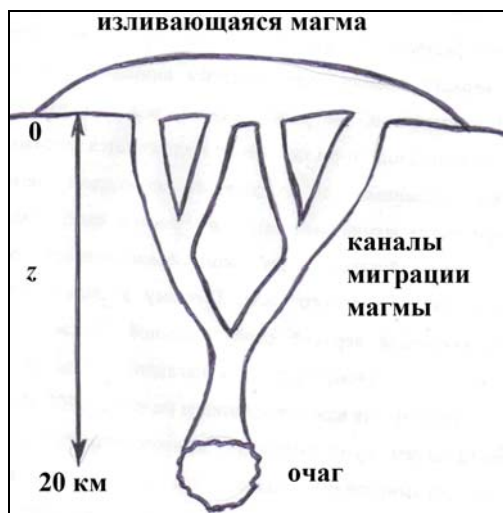
Литература

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энергвоздействии // Физика Земли. 2006. № 10. С. 36–42.
2. Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Оценка энергии триггерного воздействия в процессе разрушения модельного образца // Физика Земли. 2008. № 1. С. 77–80.
3. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Окунев В.И. Динамика энергообменных процессов в модельных образцах при воздействии упругим и электромагнитным полями // Физика Земли. 2011. № 10. С. 1–7.
4. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Файнберг Э.Б. О пространственно-временной структуре сейсмичности, вызванной электромагнитным воздействием // Физика Земли. 2005. № 6. С. 55–65.
5. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 256 с.
6. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.

В.К. Балханов, Ю.Б. Башкуев, Н.С. Жатнуев
 Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ТЕЧЕНИЕ МАГМЫ В ПРОЦЕССЕ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (КАМЧАТКА)

В настоящее время нет удовлетворительной теории, описывающей всю динамику магматических и вулканических процессов. В большей степени это связано с невозможностью непосредственного наблюдения за этими явлениями в глубинах Земли. Большое трещинное Толбачинское извержение является одним из немногих вулканических извержений, которое было предсказано камчатскими вулканологами и которое наблюдалось с самого его начала [1]. На памяти человечества их было всего 6. К сожалению, сегодня никто не может уверенно прогнозировать вулкано-тектонические процессы ни по одному из трех главных признаков: когда? где? какой силы? Поэтому необходимо максимально внимательно относиться к достоверным фактам, полученным в ходе натурных наблюдений. Мы используем данные, полученные в ходе наблюдения Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) в 1975 г. [1, 2]. При этом часть материала была изложена в [3]. Как следует из [1], на глубине H около 20 км образовалась система трещин с поперечными размерами 0.5–10.0 м, по которым спустя 10 дней на поверхность Земли излилась базальтовая магма. Приток ее Q на поверхность составлял $20 \cdot 10^6$ тыс. т/год, или $Q = 630$ кг/с (рисунок).



Извержение базальтовой магмы по системе трещинных каналов на поверхность Земли.

Ось z направлена от поверхности вглубь Земли.

Этот приток магмы можно вычислить следующим образом. Поскольку раскрытие трещины составляло 0.5–10.0 м, то средний линейный размер трещины будет $(0.5 + 10.0)/2 = 5.25$ м. Отсюда проницаемость (способность горных пород пропускать магму) трещины $k = (2 \cdot 5.2)^2 / 12 = 9 \text{ м}^2$ [4, 5]. Поскольку $H=20$ км и время подъема $t=10$ дней $= 8.64 \cdot 10^5$ с, скорость извержения магмы на земную поверхность будет

$$V = H / t = 0.023 \text{ м/с.}$$

Плотность базальтовой магмы $\rho = 2600$ кг / м^3 [6]. Теперь можно найти приток магмы:

$$Q = \rho k V = 540 \text{ кг/с.} \quad (1)$$

Эта величина удовлетворительно согласуется с натурными наблюдениями.

Для оценки скорости использовали выражение (1), которое верно для свободного движения. Течение магмы происходит по системе трещинных каналов, поэтому выражение (1)

требует уточнения. Для этого мы предложим двухпараметрическую модель, которая позволит также связать между собой время подъема, глубину магматического очага и скорость вытекания магмы из трещинных каналов на земную поверхность.

Горные породы представляют собой сплошные тела, пронизанные разветвленной сетью трещин и поровых каналов. Такие тела называют пористыми средами, которые в данном случае могут служить каналами миграции магмы к поверхности Земли. Под действием внешних сил магма приходит в движение, законы которого в пористых средах существенно отличаются от движения в свободном пространстве. При движении в пористой среде магма испытывает эффективное сопротивление, которое связано с тем, что

на стенках твердого материала скорость течения магмы обращается в нуль. В пористой среде разветвленная сеть трещин образует достаточно большую внутреннюю поверхность, на которой значительное количество магмы покоится, и это, в целом, приводит к значительному уменьшению скорости направленного течения. При условии медленности течения, которому удовлетворяет движение магмы, сопротивление можно принять пропорциональным самой скорости течения. Такое гидродинамическое сопротивление ввел Бринкман [7]. Если V – скорость течения, то гидродинамическое сопротивление на единицу объема будет равно V/τ . Параметр τ имеет размерность времени и имеет смысл пропускной способности пористой среды – насколько легко может течь в такой среде магма. Можно дать и другое определение: τ – это время, в течение которого магма течет, не используя трещинные каналы. Отсутствию пористой среды отвечает предельный переход $\tau \rightarrow \infty$.

Введем следующие обозначения: ∇ – оператор набла, P – давление. Тогда сила на единицу массы, вызывающая течение лавы, равна $-\nabla P/\rho$. В пористой среде давление P будет складываться из гидростатического давления, а также различных напряжений как в самой жидкости, так и на границе жидкость – твердый скелет породы. Сюда надо добавить и тепловые процессы. Эффективно всю сложную динамику механических и тепловых процессов можно учесть, заменив выражение $-\nabla P/\rho$ параметром a . Таким образом, течение магмы по системе трещинных каналов будет описываться следующим модифицированным уравнением Навье – Стокса:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} = \vec{a} - \frac{\vec{V}}{\tau}.$$

Тем самым, сложную динамику подъема магмы по разветвленной сети трещин предлагается моделировать двумя параметрами – τ и a .

Направим ось z от поверхности Земли в глубь литосферы. Мы рассматриваем стационарное направленное течение магмы от магматического очага на глубине H к поверхности. В этом случае модифицированное уравнение Навье – Стокса принимает следующий вид:

$$V \frac{dV}{dz} = -a + \frac{V}{\tau}. \quad (2)$$

Это уравнение элементарно интегрируется. С учетом начального условия: $V(z=H)=0$, получаем:

$$\ln \frac{1}{1 - \frac{V(z)}{a\tau}} - \frac{V(z)}{a\tau} = \frac{H-z}{a\tau^2}. \quad (3)$$

Теперь можно найти время подъема от глубины H до значения z :

$$t(z) = - \int_H^z \frac{dz}{V(z)}.$$

Заменив $dz = \frac{dz}{dV} dV$ и используя (3), получаем:

$$\ln \frac{1}{1 - \frac{V(z)}{a\tau}} = \frac{t(z)}{\tau}. \quad (4)$$

Формулами (3) и (4) динамика подъема магмы по трещинным каналам полностью решена. Используя то, что скорость извержения магмы на поверхность есть $V = 0.023 \text{ м/с} = 1.987 \text{ км/дней}$, из уравнений (3) и (4) находим значения величин a и τ : $a = 1 \text{ км/дней}^2$, $\tau = 2 \text{ дня}$. При этом формула (3) принимает следующий вид:

$$z(V) = 20 \left\{ 1 - 0.247 \left[-\ln \left(1 - \frac{V}{2} \right) - \frac{V}{2} \right] \right\}.$$

Литература

1. Федотов С.А. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976. М.: Наука, 1984. 638 с.
2. Федотов С.А. Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 23–45.
3. Балханов В.К., Башкуев Ю.Б., Жатнуев Н.С. Модель течения магмы в процессе Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Журнал технической физики. 2011. Т. 81. Вып. 9. С. 147–149.
4. Артемьев Е.Л., Санчес К. Гидромеханическая задача о трещине гидроразрыва в проницаемой среде // Сб. трудов “Инженерно-физические условия гидроразрыва горных пород”. Л., 1987. С. 12–22.
5. Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
6. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
7. Шейдеггер А.Э. Физика течения жидкостей через пористые среды. М.: Гостоптехиздат, 1960. 250 с.

В.К. Балханов¹, Ю.Б. Башкуев¹, О.Ф. Лухнева²

¹ Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ДЕТЕКТИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПРЕДВЕСТНИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Уравнения для электрических потенциалов применены к задаче излучения диполя Герца, погруженного в сплошную среду и ориентированного нормально к поверхности Земли [1]. Установлено, что если в свободном пространстве мощность излучения диполя пропорциональна квадрату частоты [2]:

$$P = \frac{4}{3} \pi \sqrt{\frac{\varepsilon_0}{\mu_0}} \left(\frac{\mu_0 J l}{4 \pi} \right)^2 \omega^2, \quad (1)$$

то мощность излучения в среде зависит от частоты более сложным образом:

$$P = \frac{4}{3} \frac{\pi}{\mu_0} \left(\frac{\mu_0 J l}{4 \pi} \right)^2 \omega \operatorname{Re} k \exp(-2 R \operatorname{Im} k), \quad (2)$$

где Re и Im – операции взятия действительной и мнимой части соответственно. Здесь μ_0 – магнитная постоянная, ω – круговая частота, k – волновое число в среде, l – длина диполя, J – амплитуда тока в диполе. Если излучение происходит в свободном пространстве, то $k = \omega/c$ и из (2) следует известный результат (1). Видим, что мощность излучения в среде имеет более сложную зависимость от частоты, чем излучение в свободном пространстве.

Получены соотношения для компонент электромагнитного поля в волновой зоне – первые ненулевые выражения разложения в ряд по обратным степеням расстояния R от диполя до измерительного устройства на поверхности Земли (рисунок).

Геометрия задачи. В пункте измерения расположено устройство, детектирующее электромагнитное поле. Устройство состоит из вертикальной электрической антенны и

магнитной рамки, намотанной на тороидальный ферритовый сердечник. Показаны ненулевые компоненты тангенциальной магнитной индукции и нормального электрического поля. Общий множитель $\frac{\mu_0 J l}{4 \pi} \exp(-i \omega t + i k R)$ для компонент полей не выписан.

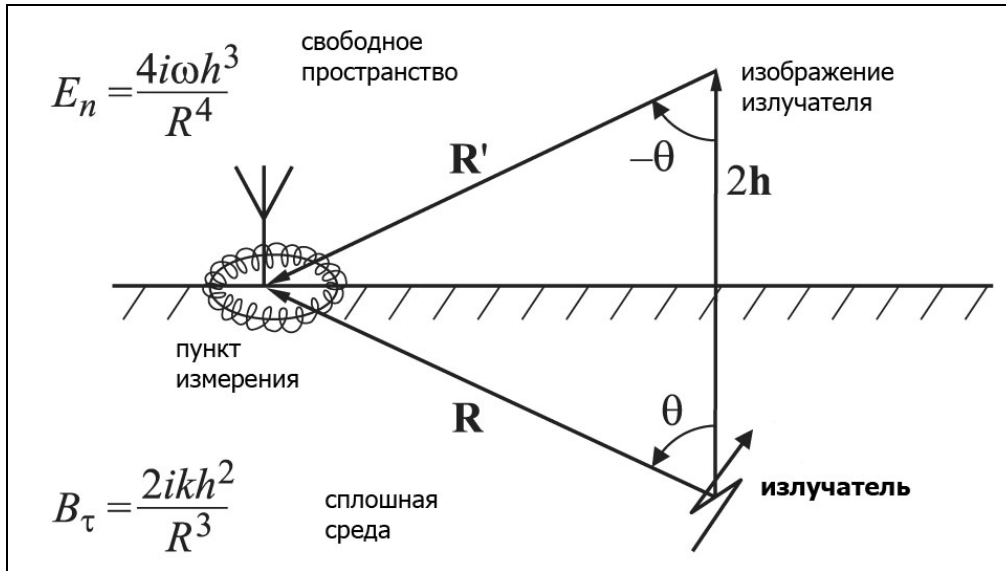


Схема расположения устройства, детектирующего электромагнитное излучение.

Эти соотношения с использованием метода изображений применены к выяснению картины полей на поверхности плоской среды. Установлено, что в принятом приближении на плоской поверхности Земли магнитная индукция B имеет только тангенциальную компоненту:

$$B_n = 0, \quad B_\tau = \frac{\mu_0 J l}{4 \pi} \frac{2 i k h^2}{R^3} \exp(-i \omega t + i k R), \quad (3)$$

а электрическое поле E – нормальную компоненту:

$$E_n = \frac{\mu_0 J l}{4 \pi} \frac{4 i \omega h^3}{R^4} \exp(-i \omega t + i k R), \quad E_\tau = 0. \quad (4)$$

Здесь h – расстояние от диполя, находящегося в очаге землетрясения, до поверхности. Специфическая зависимость от частоты и расстояния полей (3) и (4) является одним из критериев электромагнитного предвестника землетрясения.

Установлены оптимальные частоты, на которых необходимо производить измерения. Распространение электромагнитного поля в сплошной среде характеризуется скин-слоем H . Скин-слой должен быть больше длины волны, чтобы поле успело сформироваться в среде, и должен быть достаточно мал, чтобы поле на длине H не затухло. Если ρ – удельное сопротивление однородной среды, то скин-слой [3]:

$$H = \sqrt{\frac{2 \rho}{\mu_0 \omega}}. \quad (5)$$

Из сказанного следует, что частота электромагнитного поля, выносимого на поверхность Земли, должна удовлетворять условию малости скин-слоя по сравнению с глубиной h залегания очага землетрясения. Для гранитных пород обычно $\rho \sim 10^5$ Ом·м

[4]. Приняв для глубины очага $h = 10$ км, из (5) находим минимальную частоту $f = \omega / 2\pi$:

$$f = \frac{\rho}{\pi \mu_0 h^2} \sim 250 \text{ Hz.} \quad (6)$$

Поскольку глубина очага землетрясения заранее неизвестна, необходимо проводить измерение широкополосного спектра. На частоте (6) в широкополосном спектре должен наблюдаться максимум. Реально, разумеется, в спектре будет наблюдаться серия максимумов, связанных как с гармониками, так и с импульсным характером излучения. Сделанный вывод является одним из критериев электромагнитного предвестника землетрясений.

Показано, что если механические напряжения в сплошной среде создают периодически меняющиеся и пространственно разделенные противоположного знака электрические заряды, то эти заряды Q не затухают:

$$Q = \frac{J \exp(-i \omega t)}{i \omega - \sigma / \epsilon_0 \epsilon}, \quad (5)$$

и времени оказывается достаточно для формирования электромагнитного поля, которое можно измерить на поверхности Земли.

На основе вышеизложенного можно предложить следующий подход к поиску возможного предвестника землетрясения. Переменное электрическое поле измеряется вертикальной электрической антенной. При этом измеряемая напряженность электрического поля предвестника землетрясения пропорциональна частоте. Тангенциальное магнитное поле измеряется на поверхности Земли, при этом измеряемая напряженность последнего имеет сложную зависимость от частоты, но не зависит от ориентации магнитной антенны. Независимость измеряемой напряженности магнитного поля от ориентации магнитной антенны позволяет в качестве последней предложить круговую катушку на торовый сердечник для повышения чувствительности самой антенны (рисунок). Поскольку спектр излучения предвестника заранее не известен, измерения необходимо производить широкополосным приемником. Предложенные критерии однозначно будут указывать на глубинный источник излучения электромагнитной волны от зарождающегося очага землетрясения. Для осуществления предложенного в статье подхода к поиску электромагнитного предвестника в сейсмоопасных регионах необходимо создать региональную сеть мониторинговых станций. Это позволит проводить постоянный мониторинг для прогноза землетрясений в сейсмоактивных районах.

Литература

1. Дьяконов Б.П., Мартышко П.С., Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И. Выделение периодичностей низкочастотных деформационных процессов в вариациях электромагнитного излучения в уральской сверхглубокой скважине // Доклады АН. 2010. Т. 430, № 1. С. 105–107.
 2. Гольдштейн Л.Д., Зернов Н.В. Электромагнитные поля и волны. М.: Советское радио, 1971. 664 с.
 3. Балханов В.К., Башкуев Ю.Б. Основы теории метода поверхностного импеданса. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. 100 с.
 4. Башкуев Ю.Б. Электрические свойства природных слоистых сред. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 196 с.
-

Е.А. Баталева, В.Ю. Баталев
Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА

Для определения взаимосвязи параметров электрических свойств и напряженно-деформированного состояния среды необходимо уметь находить и отслеживать соответствующие признаки. С этой целью Научная станция РАН проводит электромагнитный мониторинг среды различными методами. Одним из таких методов является метод магнитотеллурического (МТ) мониторинга, возможности которого до недавнего времени были ограничены точностью аппаратуры (станций) магнитотеллурического зондирования. Начиная с 2003 года Научная станция РАН обеспечена современной высокоточной аппаратурой и проводит непрерывный МТ-мониторинг с помощью станций Phoenix MTU 5. В последние годы Научной станцией РАН выполнен значительный объем экспериментальных магнитотеллурических исследований, ориентированных на мониторинг геодинамических процессов в сейсмоактивных зонах [1, 2]. Их результаты подтверждают факт взаимосвязи вариаций электрического сопротивления с напряженно-деформированным состоянием участков земной коры и убедительно демонстрируют информативность МТ-данных для оценки изменений напряженного состояния среды.

Существует два принципиально различных физических обоснования для электромагнитного мониторинга геодинамических процессов. Первое – изменение электрических свойств под воздействием тектонических процессов, второе – механоэлектрические преобразования при таких процессах и проявление связанных с ними электромагнитных полей. Изменение напряженно-деформированного состояния земной коры сопровождается изменением электрических параметров среды, что вызывает пространственно-временные вариации кажущегося сопротивления. Механизм образования вариаций электропроводности может быть объяснен как изменениями трещиноватости или пористости пород, особенностями их структуры или текстуры, наличием флюидов, минерализацией водных растворов, изменением температуры и давления, то есть тех факторов, которые оказывают влияние на изменение электрических свойств пород (эффекты первого рода), так и различными по своей природе процессами – такими, как пьезоэлектрический эффект, тектономагнитный эффект, электризация горных пород при их разрушении и др., вызывающими изменения амплитудно-частотных характеристик естественных электромагнитных полей (эффекты второго рода). В то же время существует зависимость вариаций кажущегося сопротивления сред от азимута – анизотропия электрических свойств горных пород [3, 4].

В предлагаемой работе решается задача определения взаимосвязи напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры с анизотропией вариаций электропроводности на основе магнитотеллурического мониторинга и дается оценка применимости концепции [5, 6] перераспределения флюида в порово-трещинном пространстве горных пород, обусловленного происходящими там деформациями.

Чувствительность и точность МТ-мониторинга применительно к поставленной задаче оценивались по отклику вариаций электропроводности на упругие деформации земной коры от лунно-солнечных приливных воздействий. Экспериментальная часть этих работ обеспечена трехсуточными измерениями МТ-поля станциями Phoenix MTU-5, выполненными во время глубинных МТ-зондирований (ГМТЗ) по нескольким региональным профилям через территорию Киргизского Тянь-Шаня, и долговременными непрерывными измерениями МТ-поля в стационарных пунктах наблюдения (рисунок).

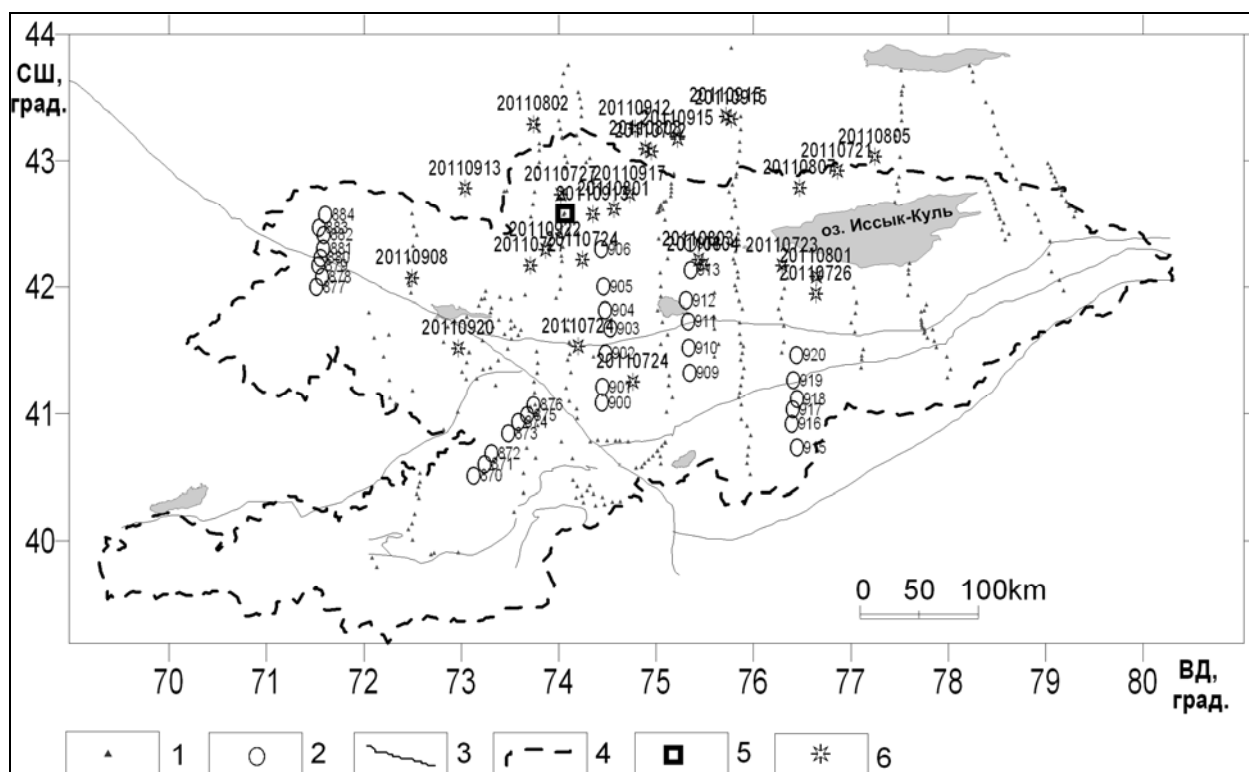


Схема геоэлектрической изученности Киргизского Тянь-Шаня методом МТЗ.

1 – ранее выполненные МТЗ; 2 – пункты глубинного МТЗ, выполненные в 2011 г., обрабатываемые по методике МТ-мониторинга и используемые для поиска индикаторных точек; 3 – крупные разломы; 4 – граница Кыргызстана; 5 – стационарный пункт наблюдения Аксуу; 6 – сейсмические события.

Сеть пунктов ГМТЗ закладывалась в различных геоэлектрических условиях на большой территории, что увеличило вероятность обнаружения индикаторных точек, в которых связь напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры с вариациями электропроводности проявляется наиболее ярко. При выявлении индикаторных точек было рассмотрено 34 пункта глубинного МТ-зондирования на пяти профилях (рисунок) на предмет выявления взаимосвязи с приливными воздействиями и сейсмическими событиями, произошедшими за период с 21.07.2011 г. по 23.09.2011 г. на территории Киргизского Тянь-Шаня. Для анализа использовались два каталога сейсмических событий за указанный период – каталог землетрясений, зарегистрированных сетью KNET (НС РАН), и каталог землетрясений, зарегистрированных государственной сейсмической сетью Киргизской Республики (Институт сейсмологии НАН КР). Особое внимание было уделено анализу временных рядов кажущегося сопротивления пунктов 906, 909 и 912, вблизи которых произошли сейсмические события во время проведения зондирований, а также данным, полученным на стационарном пункте геофизического мониторинга Аксуу (рисунок). В связи с тем, что Научная станция РАН располагает достаточно длинными временными рядами МТ-мониторинга, для стационарного пункта наблюдений рассматривались сейсмические события $K > 12$. На наш взгляд, существует определенная взаимосвязь между произошедшими сейсмическими событиями и изменениями кажущегося сопротивления, как на стационарном пункте Аксуу, так и на пунктах ГМТЗ. По результатам анализа временных рядов кажущегося сопротивления были выявлены индикаторные точки, на которых планируется проведение дальнейших мониторинговых исследований с целью определения физической природы механизмов взаимосвязи вариаций кажущегося электрического сопротивления с напряженно-деформированным состоянием участков

земной коры для изучения геодинамических процессов, происходящих в сейсмоактивных зонах.

Данные исследования осуществляются в рамках функционирования Научно-образовательного центра, организованного Научной станцией РАН и Киргизско-Российским Славянским университетом, при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ по выполнению федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (государственный контракт №02.740.11.0730) и частично при поддержке РФФИ, грант 10-05-00572-а.

Литература

1. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Матюков В.Е. Электромагнитный мониторинг в сейсмоактивной Северо-Тянь-Шаньской зоне // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. 2008. № 5. С. 269–272.
2. Матюков В.Е., Спичак В.В., Рыбин А.К., Попова И.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Применение нейросетевого подхода для анализа корреляции магнитотеллурических параметров с сейсмической активностью региона Северного Тянь-Шаня // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: Материалы 7-го казахско-китайского международного симпозиума. Алматы, 2010. С. 112–115.
3. Брагин В.Д., Мухамадеева В.А. Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геозеологические проблемы. Москва–Бишкек, 2009. С. 85–94.
4. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. Проявление геодинамических процессов в вариациях электропроводности (по результатам магнитотеллурических исследований) // Современное состояние наук о Земле: Материалы международной конференции, посв. памяти В.И. Хаина. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 193–198.
5. Bogomolov L., Bragin V., Fridman A., Makarov V., Sobolev G., Polyachenko E., Schelochkov G., Zeigarnik V., Zubovich A. Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the Central Tien Shan territory // Tectonophysics. 2007. V. 431. P. 143–151.
6. Busby J.P. The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations // Geophysical Prospecting. 2000. V. 48. P. 677–695.

Л.П. Бержинская, Ю.А. Бержинский
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК ШКОЛЬНОГО ФОНДА Г. АНГАРСКА ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ С УЧЕТОМ ИЗМЕНЕНИЙ КАРТ ОБЩЕГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

С 2000 г. расчетная сейсмичность для территории г. Ангарска в соответствии с картами Общего сейсмического районирования ОСР-97 А, В, С составляет 8, 8, 9 баллов. Здания школ относятся к категории карты ОСР-97 В, т.е. расчетная сейсмичность, на которую должны проектироваться современные школьные здания, принимается равной 8 баллам.

Из сорока общеобразовательных школ города Ангарска 32 % зданий построены в период 1949–1964 гг., т.е. при их строительстве антисейсмические мероприятия были учтены в минимальном объеме согласно СН-8-57. По классификации эти здания можно отнести к классу (типу) А и Б с уровнем сейсмостойкости в 5 и 6 баллов согласно шкалам интенсивности ММСК-86 и MSK-64. Остальная часть школьных зданий (68 %) возведена в период 1965–1990 гг. Документация на строительство этой группы школьных зданий была разработана для 7-балльной территории города в соответствии с действовавшими до 2000 г. картами ОСР-78. Сейсмостойкость этих школьных зданий имеет уровень

сейсмоусиления 7 баллов и относится к классам (типам) С7 и В согласно сейсмическим шкалам.

Из сорока общеобразовательных школ восемь зданий имеют высоту учебных корпусов в четыре этажа, что противоречит действующим нормам. Это составляет 22 % как по количеству учащихся, так и по общей площади фонда школьных зданий. Они запроектированы и возведены в период с 1953 по 1975 г. Часть из этих 4-этажных школьных зданий имеют деревянные перекрытия, что дополнительно снижает их реальную сейсмостойкость.

Отметим, что на сегодня сейсмостойкость всех школьных зданий г. Ангарска уступает требованиям новых норм сейсмостойкого строительства, введенных Минрегионом России с 20 мая 2011 г. [1]. Интенсивность, на которую должны рассчитываться здания, относящиеся к категории карты ОСР-97 В, соответствует «максимальному расчетному землетрясению» (МРЗ), с периодом повторяемости одно землетрясение в 1000 лет. Для 7-балльных землетрясений период повторяемости – один раз в 500 лет («проектное землетрясение»). Однако региональная сейсмостатистика свидетельствует о значительно более высокой повторяемости 7- и 8-балльных землетрясений.

Замена ранее действовавших карт Общего сейсмического районирования ОСР-78, согласно которым территория г. Ангарска относилась к 7-балльной зоне, картами ОСР-97 (2000 г.) привела к увеличению расчетной сейсмичности всей территории города до 8 баллов. Дефицит сейсмостойкости городской застройки автоматически повысился на один балл шкалы MSK-64 и составил 1.6 балла, что является наиболее высоким показателем среди городов Иркутской области.

При оценке дефицита сейсмостойкости школ необходимо учитывать также, что для школьных зданий характерен ряд конструктивно-планировочных особенностей, неблагоприятных с точки зрения сейсмостойкости, – ослабленные высокой проемностью наружные стены, увеличенные расстояния между поперечными стенами, наличие больших рекреационных помещений. На практике это приводит к более высокой уязвимости школьных зданий по сравнению с жилой застройкой и вызывает дополнительный рост дефицита их сейсмостойкости. Дефицит сейсмостойкости школьных зданий старой постройки г. Ангарска может быть оценен на уровне двух баллов. Информация о структуре школьного фонда, количестве учащихся и годах постройки зданий представлена Муниципальным управлением «Служба заказчика» г. Ангарска и нуждается в уточнении (рисунок).

Проблема сейсмического риска связана с понятием уязвимости застройки, т.е. со способностью сооружения терять качественные и количественные показатели надежности и безопасности вследствие землетрясения. Уязвимость школьных зданий тесно связана с сейсмической надежностью и долговечностью школьных учреждений и существенно зависит от конструктивного типа зданий и материала несущих конструкций, срока службы здания, качества строительства и долговечности строительных материалов, сроков проведения текущих и капитальных ремонтов, величины физического износа основных несущих конструкций и неконструктивных элементов.

Сейсмические события, даже умеренной интенсивности, но многократно повторяющиеся в течение срока службы здания, так называемый «сейсмический износ», накладываются на процесс физического износа, снижая надежность зданий.

При расчетах использовалась модель сейсмического риска Сейсмологического центра Института геоэкологии РАН (г. Москва), представленная в трудах международных и европейских конференций по сейсмостойкому строительству и инженерной сейсмологии. Согласно принятой модели сейсмического риска учитывается частота возникновения землетрясения, уязвимость застройки и связанный с этим ущерб.

Для зданий рассматривается экономический риск, при котором здания различных классов по сейсмостойкости получают разные степени повреждений. Критериями оценок

степени опасности для жизни людей (уязвимости учащихся) служат индивидуальный и коллективный сейсмические риски. Вероятностный подход данных видов риска учитывает, что поражение людей в основном определяется интенсивностью землетрясения и физической уязвимостью зданий.



Структура школьного фонда г. Ангарска.

Оба показателя используются в качестве критериев при обосновании мероприятий по предупреждению, смягчению последствий и реагированию на чрезвычайные ситуации. Сопоставляя значения индивидуального риска с показателями приемлемого уровня риска, можно судить о достаточности мероприятий по защите учащихся либо о необходимости сейсмоусиления школьных зданий, имеющих низкий класс по сейсмостойкости или даже их сноса. Для России приемлемым уровнем риска считается 10^{-5} (1/год), т.е. один случай на сто тысяч человек в течение года [2]. Согласно так называемому «принципу светофора», весь спектр значений риска разбивается на три области (чел/ чел·год):

- «красную» – область недопустимого риска с уровнем $(10-50) \cdot 10^{-5}$;
- «желтую» – область приемлемого риска с уровнем $(1-10) \cdot 10^{-5}$;
- «зеленую» – область пренебрежимого риска с уровнем $(0.5-1) \cdot 10^{-5}$.

Результаты расчета последствий сценарного землетрясения с магнитудой $M=8$ из зоны Главного Саянского разлома с глубиной очага $h=20$ км сведены в таблицу.

Последствия прогнозируемого землетрясения для школ г. Ангарска

Показатели	Оценка риска школ	
	7 баллов	8 баллов
Количество учащихся, чел.	24727	24727
Общая площадь школьных учреждений, кв. м	204455	204455
Доля школьных зданий, получивших 1-3-ю степень повреждения	66 %	62 %
Доля разрушений и обвалов школьных зданий (4 и 5-я степень)	2.5 %	35 %
Относительный материальный ущерб, %	7.8	41.4
ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА		
Экономический риск школьных зданий, 1/год	$15.6 \cdot 10^{-5}$	$41 \cdot 10^{-5}$
Индивидуальный сейсмический риск учащихся, 1/год	$2 \cdot 10^{-5}$	$15 \cdot 10^{-5}$
Коллективный сейсмический риск учащихся, 1/год	1	4

Расчеты сейсмического риска существующего школьного фонда г. Ангарска, в случае сценарного землетрясения, показывают:

- доля школьных зданий, получивших повреждения 1-3-й степени при 7-8-балльных землетрясениях составляет 2/3 всего школьного фонда. Хотя эти повреждения и не представляют опасности для здоровья и жизни людей, находящихся в зданиях в случае землетрясения, это приведет к значительным материальным затратам на восстановление зданий;
- доля разрушений и обвалов школьных зданий при 8-балльном землетрясении чрезвычайно высока и достигает одной трети общего числа зданий. Это свидетельствует о необходимости серьезного сейсмоусиления школ старой постройки в связи с переводом территории города в 8-балльную зону с 2000 г. согласно карте ОСР-97 В;
- индивидуальный сейсмический риск при 7-балльном землетрясении можно классифицировать как «приемлемый» уровень риска («желтая опасность»); при 8-балльном землетрясении его уровень классифицируется как «недопустимо высокий» («красная опасность»).

Учитывая чрезвычайно высокую долю прогнозируемых разрушений и обвалов школьных зданий при сценарном землетрясении, рекомендуется проведение инженерно-технического обследования с применением инструментальных методов всего школьного фонда г. Ангарска, в особенности зданий старой постройки. Цель обследования – выявление наиболее уязвимых школьных зданий постройки 1950–1970 гг. и обоснование необходимого уровня сейсмоусиления школьных зданий.

Литература

1. Актуализированная редакция СНиП II-7-81* Строительство в сейсмических районах. Свод правил СП 14.13330.2011. М.: Минрегион России, 2011. 91с.
2. Природные опасности России. Оценка и управление природными рисками. Т. 6 (Раздел 3.3.) / Под ред. В.И. Осипова, С.К. Шойгу. М.: Изд-во «КРУК», 2003. 320 с.

Ю.А. Бержинский¹, Л.П. Бержинская¹, Л.И. Иванькина¹, Д.В. Киселев³,
А.П. Ордынская¹, Р.Н. Усатый², Е.Н. Черных¹, Л.С. Чигринская³, А.Н. Шагун¹,
М.Г. Шпынев¹, С.А. Щербин³

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² НИ Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия

³ Ангарская государственная техническая академия, Ангарск., Россия

КОНТРОЛЬНЫЕ ИСПЫТАНИЯ СИСТЕМЫ СЕЙСМОИЗОЛЯЦИИ В ВИДЕ ФУНДАМЕНТОВ ТИПА КФ ПОД 9-ЭТАЖНЫЙ ЖИЛОЙ ДОМ В Г. УСОЛЬЕ-СИБИРСКОМ

Сейсмичность площадки строительства составляет 8 баллов по шкале MSK-64. Расчетная сейсмичность блок-секции по типовому проекту серии 97с составляет 7 баллов. При привязке типового проекта жилого дома предполагалось, что дефицит сейсмостойкости в один балл будет нейтрализован за счет применения одной из систем сейсмоизоляции – кинематических фундаментов типа КФ, разработанных КазНИИССА, (г. Алматы) [1].

Анализ опыта применения кинематических фундаментов типа КФ в сейсмических районах Иркутской области был проведен бывшим Росстроем. Он привел к негативным оценкам. Дополнительные исследования их надежности выявили два основных недостатка этой конструкции сейсмоизоляции [2, 4]:

1. пониженное затухание при колебаниях системы «КФ + здание» из-за отсутствия в конструкции кинематических фундаментов демпфирующих устройств;

2. отсутствие в конструкции кинематических фундаментов ограничителей горизонтальных перемещений системы сейсмоизоляции.

Следует отметить, что в сейсмических районах Прибайкалья и Забайкалья возведено более 100 зданий, оснащенных сейсмоизолирующими устройствами различных типов [3]. Из них около восьмидесяти 5- и 9-этажных жилых домов возведено на фундаментах типа КФ.

Техническое решение, предложенное лабораторией сейсмостойкого строительства ИЗК СО РАН (ЛСС) для нейтрализации указанных недостатков, заключается в устройстве дополнительных металлических связей между фундаментами КФ и несущими монолитными железобетонными балками, на которые опираются вышележащие панельные конструкции блок-секции. Металлические связи в виде подкосов и узлы их крепления запроектированы таким образом, что при 7-балльном сейсмическом воздействии дополнительные связи обеспечивают жесткую кинематическую связь коробки здания с фундаментами. При 8-балльном сейсмическом воздействии происходит проскальзывание элементов связей в узлах их крепления и жесткая кинематическая связь коробки здания с фундаментами устраняется, т.е. фундамента КФ начинают работать как система сейсмоизоляции. При этом фрикционный характер соединений способствует повышенному рассеянию энергии колебаний за счет сухого трения в узлах, а овальные отверстия в узлах металлических связей служат ограничителями перемещений всей системы сейсмоизоляции.

Учитывая условность величины нормативных сейсмических нагрузок, регулируемых коэффициентом допускаемых повреждений K_1 (таблица 3* СНиП II-7-81*), и неполноту сейсмологических прогнозов, в настоящем проекте было рекомендовано проведение контрольных статических испытаний.

Основная цель контрольных испытаний заключалась в количественной оценке порога срабатывания системы сейсмоизоляции с дополнительными металлическими связями-подкосами, т.е. горизонтального усилия, приходящегося на один фундамент типа КФ, при котором происходит проскальзывание в узлах крепления подкосов.

До начала контрольных испытаний были рассчитаны и измерены основные динамические характеристики 9-этажной блок-секции (таблица).

Периоды колебаний блок-секции

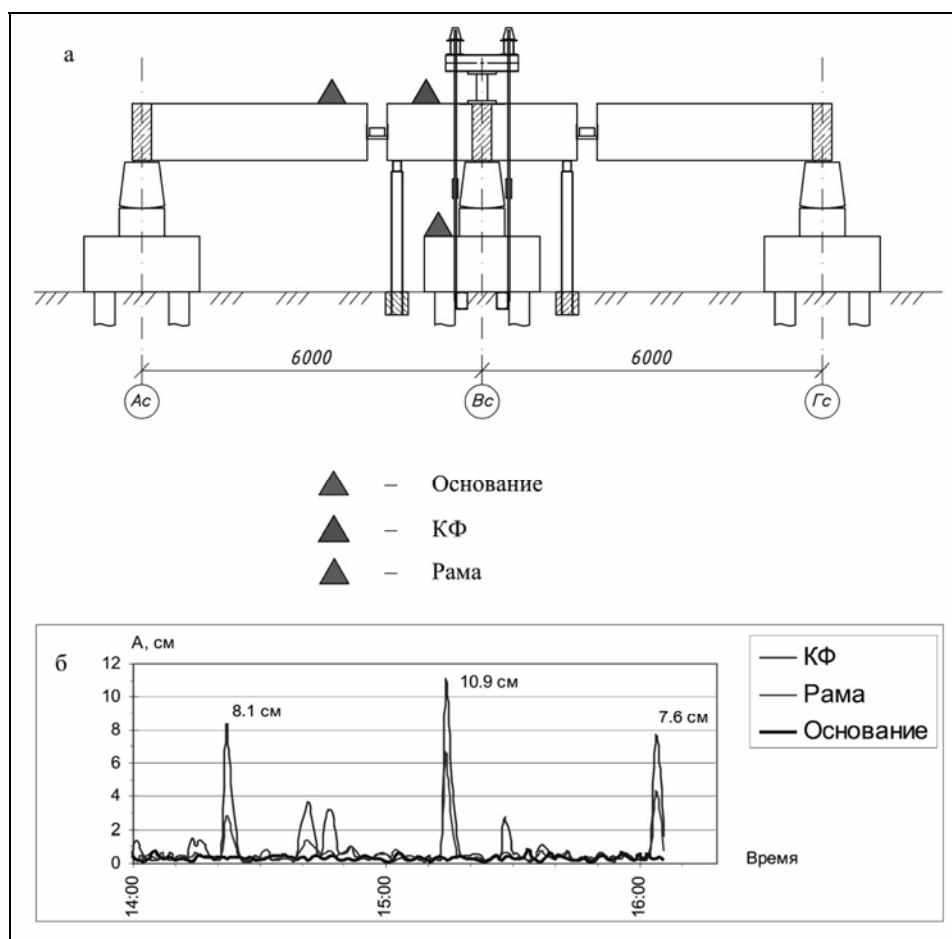
Формы колебаний	Периоды колебаний в секундах	
	расчетные	экспериментальные
1-я форма – поперечные колебания	0.43	0.43
2-я форма – продольные колебания	0.35	0.39
3-я форма – крутильные колебания	0.27	-

Экспериментальные значения затухания колебаний блок-секции составили в процентах от критического затухания: в поперечном направлении – 4.2, в продольном – 5.7, что типично для крупнопанельных зданий. Расчетные горизонтальные усилия от сейсмической нагрузки на один фундамент типа КФ при 7 баллах составили 60–67 кН (6.0–6.7 тс), при 8 баллах – 121–133 кН (12.1–13.3 тс).

В качестве полигона для контрольных испытаний были использованы нулевые циклы жилых домов, возведенные под предполагаемое строительство трех блок-секций серии 97с с аналогичными фундаментами типа КФ. Для испытаний был выбран один фундамент типа КФ. Участки монолитных железобетонных балок, опертых на опытный фундамент КФ, были отсоединены от конструкций цокольного перекрытия за счет устройства 500-миллиметровых «вырезов». Зоны «вырезов» в балках поперечного направления были использованы для установки 50-тонных гидравлических домкратов, предназначенных для передачи горизонтальных нагрузок на опытный фрагмент КФ. Вертикальная нагрузка на опытный фрагмент КФ имитировалась с помощью двух 100-тонных домкратов, системы металлических траверс и 12 тяг Ø 32 мм.

Для фрикционного соединения металлических связей-подкосов с нижней плоскостью монолитных железобетонных балок были применены высокопрочные болты ВПБ М16, удовлетворяющие требованиям ГОСТ 22356, а их конструкция и размеры ГОСТ 2353, гайки и шайбы к ним – ГОСТ 22354 и ГОСТ 22355. Величина момента затяжки болтов с помощью динамометрического ключа при испытаниях была принята равной 140 Нм. Закладная деталь для жесткого крепления металлического подкоса к телу сборного фундамента КФ крепилась с помощью четырех болтов системы HILTI HSL-3-M10 с эффективной глубиной посадки 70 мм.

Срабатывание упруго-фрикционных соединений (порог усилия сдвига болтов ВПБ М16) произошло при горизонтальном усилии на опытный КФ 220 кН (22.0 тс) при величине вертикальной нагрузки 500 кН (50 тс) и 235 кН (23.5 тс) при величине вертикальной нагрузки 1000 кН (100 тс). При горизонтальном усилии 255–267 кН (25.5–26.7 тс) и вертикальной нагрузке 100 тс произошло разрушение полигона (включение в работу соседнего фундамента КФ, трещины в узле соединения продольных и поперечных монолитных железобетонных балок). Относительные горизонтальные перемещения верха опытного фундамента КФ в процессе испытаний достигли 110 мм. Максимальные амплитуды ускорений, зарегистрированные при этом, составили 800 см/с^2 на частоте 11–12 Гц, а скорость развития процессов трещинообразования в конструкциях из железобетона составила около 10 см/с (рисунок).



Регистрация перемещений элементов при испытаниях опытного кинематического фундамента типа КФ с помощью комплекса сейсмометрической аппаратуры.

а – схема регистрации перемещений элементов фундамента; б – диаграмма относительных перемещений элементов фундамента на этапе 3.

По результатам испытаний были сделаны следующие выводы.

Контрольные испытания подтвердили предложенные ЛСС технические решения, предназначенные для нейтрализации известных недостатков сейсмоизолирующих фундаментов типа КФ за счет введения металлических связей-подкосов с упруго-фрикционными соединениями узлов крепления.

Величину момента затяжки высокопрочных болтов ВБП М16 с помощью динамометрического ключа в упруго-фрикционных соединениях фундаментов типа КФ с железобетонными балками рекомендовано принять равной 100 Нм.

Литература

1. РДС РК 2.03-06-2002. Инструкция по проектированию зданий с использованием сейсмоизолирующих фундаментов КФ. Алматы: КазНИИССА, 2003. 12 с.
 2. Авидон Г.Э., Карлина Е.А. Особенности колебаний зданий с сейсмоизолирующими фундаментами А.М. Курзанова и Ю.Д. Черепинского // Научно-технический журнал ВНИИТПИ Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2008. № 1. С. 42–45.
 3. Ордынская А.П. Опыт применения современных систем активной сейсмозащиты в Иркутской области // Труды научной сессии «Сейсмологический мониторинг в Сибири и на Дальнем Востоке (100-летие сейсмической станции «Иркутск»)». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 188–200.
 4. Смирнов В.И. Предложения по системам с сейсмоизоляцией для включения в нормы проектирования // Научно-технический журнал ВНИИТПИ Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2008. № 2. С. 14–16.
-

В.И. Воронин¹, Д.Ю. Ставников², Г.М. Ружников³

¹Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, Иркутск, Россия

²Республиканское агентство лесного хозяйства Республики Бурятия, Улан-Удэ, Россия

³Институт динамики систем и теории управления СО РАН, Иркутск, Россия

ХРОНОЛОГИЯ КРУПНЫХ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 ЛЕТ

Основная часть территории Южного Прибайкалья (свыше 80 %) занята таежными лесами, которые характеризуются высокой горимостью. Со временем пожарная опасность в лесах возрастает. Это вызвано увеличением площади молодняков, лесных культур, вырубок. Особенностью лесного фонда является преобладание пожароопасных хвойных насаждений (более 90 % от всей площади, покрытой лесом). Продолжительность пожароопасного периода максимально может составлять около 170 дней. Лесопожароопасный период на данной территории начинается во второй половине апреля – начале мая, когда пожары приобретают массовый характер. Высокая опасность лесных пожаров сохраняется до конца сентября.

Сведения о сверхвековой истории лесных пожаров редки, ввиду трудоемкости соответствующих полевых работ и исследований. В районах Центральной Сибири практически выполнен ряд таких работ [1–3]. Для Восточной Сибири подобные исследования неизвестны. Фрагментарные сведения есть в работах [4–7]. Отдельные исторические сведения о лесных пожарах приводятся в работе [8]. В этой связи до сей поры актуальной остается задача по изучению «истории лесных пожаров до периода массового освоения Сибири, пока еще не все природные экосистемы разрушены вмешательством человека» [9].

Целью исследований было создание многовековой хронологии крупномасштабных лесных пожаров на территории Байкальского региона, выявление их повторяемости для прогнозирования возникновения пожарной опасности.

Исследования проводили в течение 10 лет в следующих административных территориях: Иркутском, Братском, Ольхонском районах Иркутской области, а также в Баргузинском и Курумканском районах Республики Бурятия. Были исследованы сосновые леса южных районов Иркутской области и Бурятии. Методика исследований была подробно описана в работе [6], поэтому отметим только наиболее существенные моменты. Даты пожаров определялись нами, прежде всего, по годам пожарных ранений ствола. При известной дате взятия спила дерева обратным отсчетом определялись даты образования пожарных подсушин (пожаров). Для всех районов были выполнены датировки более 300 подсушин.

Одновременно со стороны, обратной подсушинам, на высоте 1.3 м отбирались буровые керны древесины для выявления особенностей динамики ширины годичных колец в год пожара и после него. У сосны происходят долговременные депрессии прироста в год пожара и в течение нескольких лет после него, что позволяет использовать их как индикационный признак пожара и привлекать для составления пожарных хронологий древесно-кольцевые хронологии (ДКХ). При создании этих хронологий выборка, как правило, составляла не менее 30–60 деревьев в каждом местообитании. Это позволило выделять наиболее крупные пожары, возникающие в разных районах одновременно. Свидетельством крупного пожара служило наличие депрессии радиального прироста не менее чем у 25 % деревьев, отобранных в древостое на площади не менее 3–5 га. Сдатированные индивидуальные ДКХ сосны подвергались процедуре стандартизации с помощью пакета программ для анализа дендрохронологических данных DPL98, 99-ARSTAN [10].

При создании обобщенных ДКХ отдельных районов исследования была проведена целенаправленная селекция исходного материала. Отбирались индивидуальные ДКХ, имеющие как тесную корреляционную связь, так и большее число совпадений периодов пожарной депрессии прироста. В итоге обобщенные хронологии насыщались информативным материалом о пожарной истории данного района.

При комбинации методов датировки пожарных подсушин и выявления пожарных депрессий в древесно-кольцевых хронологиях нами были установлены даты пожаров, происходивших в лесах вышеперечисленных районов исследованного региона в последние 400 лет.

Всего за этот период было установлено более 40 дат крупных лесных пожаров в лесах юга Иркутской области и Бурятии, которые возникали в двух и более районах одновременно. Все они проверялись по другим информационным источникам. Для этого были использованы хронологии пожаров, полученные по датировке пожарных подсушин и древесно-кольцевым хронологиям для сосновых и лиственничных лесов разных зон тайги Средней Сибири [1–3], сосновых лесов Монголии [11]. Также было проведено сравнение полученной хронологии с историческими сведениями о пожарах и засухах в Сибири и Монголии за последние 500 лет [8]. Даты за последние десятилетия проверялись уже по официальным данным административных органов [12–14]. В итоге, после верификации данных хронологии пожаров Прибайкалья и Предбайкалья по различным информационным источникам было подтверждено более 78 % выявленных нами дат лесных пожаров. Такая высокая точность их выделения позволяет нам сделать вывод о достоверности полученной нами хронологии лесных пожаров.

Выделены следующие периоды, которые отличались повышенной пожарной опасностью, а также отдельные годы, когда пожары фиксировались в большинстве хронологий: 1669–1680; 1686; 1695; 1730–1735; 1770; 1790–(1804 массовые пожары)–1815; 1833–(1837 массовые пожары)–1841; 1874–(1879,1896 массовые пожары)–1902; 1910–(1915–1916 массовые пожары)–1923; 1943; 1951–(1957 массовые пожары)–1958; 1964–1969; 1975– (1977 массовые пожары)–1979; 1997; 2003 гг.

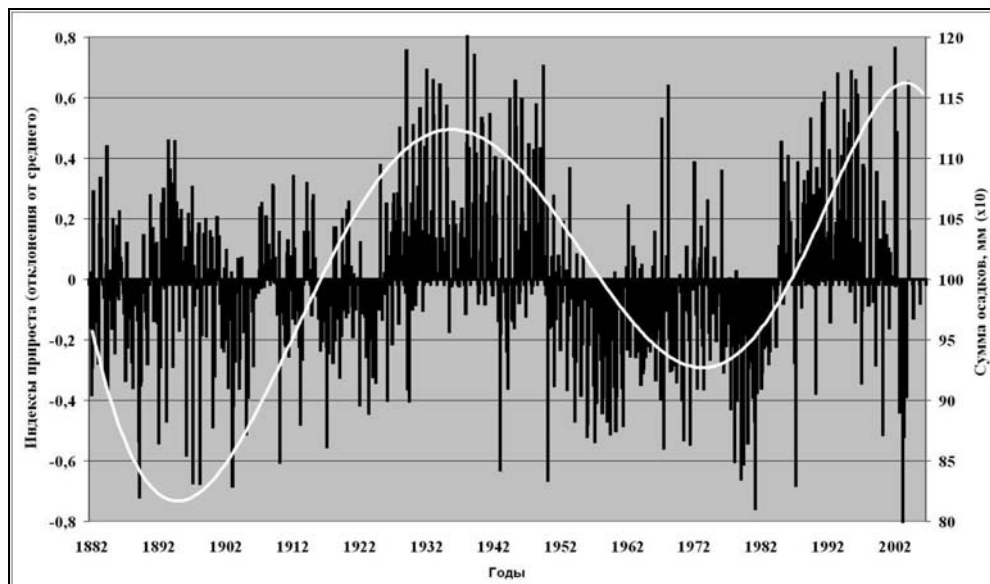
Были определены связи полученных пожарных хронологий с температурой воздуха и осадками пожароопасного периода. Данная операция выполнялась методом расчета и

анализа функции отклика радиального прироста на действие основных климатических факторов. В ходе анализа по всем изученным нами районам были получены значимые коэффициенты корреляции прироста с осадками мая–июня.

Анализ динамики горимости лесов Южного Прибайкалья с конца XIX в., находящихся в районе наземной охраны и пожаротушения, позволил выделить следующие наиболее важные циклы, определяющие динамику лесных пожаров в регионе: среди вековых циклов – 60-летний (61–62 года) и среди внутривековых – 3–4-летние циклы [15]. Эти циклы имеют тесную связь с количеством атмосферного увлажнения мая–июня. Официальные данные о лесных пожарах в Иркутской области за период 1947–2010 гг. также демонстрируют хорошо выраженную 3–4-летнюю цикличность пожарной активности.

Существующие методики оценки лесопожарной обстановки позволяют определить площадь и периметр зоны возможных пожаров в регионе. Исходными данными являются значение лесопожарного коэффициента (класса пожарной опасности – КПО) и время развития пожара.

Значение КПО зависит от природных и погодных условий региона и времени года и определяется по показателю Нестеровича, учитывающему температуру воздуха и увлажнение территории. В 2010 г. средний КПО составил II.0, а среднепятилетний показатель – II.4 (чрезвычайный КПО – V). В Иркутской области высшие классы пожарной опасности присущи маю–июню. Соответственно, только располагая информацией о многолетней динамике атмосферных осадков этих месяцев, в сопоставлении с данными о лесных пожарах можно создать вероятностный прогноз возникновения ЧС. На отрезке времени, для которого имелись инструментальные климатические данные, хронология пожаров была сопоставлена с метеоданными и была выявлена тесная связь возникновения крупномасштабных пожаров с осадками мая–июня (рисунок). На графике достаточно четко прослеживается 60-летняя цикличность.



Сводная диаграмма пожарных хронологий всех обследованных районов на фоне изменения суммы осадков мая–июня (полиномиальный тренд, белая линия).

На основании этих материалов можно предположить, что, в соответствии с циклическим ходом снижения осадков в мае–июне, наиболее сложная лесопожарная обстановка в Южном Прибайкалье установится в 2013–2015 гг., когда будет достигнут внутривековой минимум 60-летнего цикла атмосферного увлажнения в весенне-летний

период. На ниспадающей ветви его будут проявляться 3–4-летние циклы повышенной горимости лесов, с существенным ростом сгоревших площадей леса.

Работа выполнена при финансовой поддержке междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 17, 77.

Литература

1. Фурьев В.В. Роль пожаров в процессе лесообразования. Новосибирск: Наука. Сибирская издат. фирма РАН, 1996. 253 с.
2. Ваганов Е.А., Арбатская М.К. История климата и частота пожаров в центральной части Красноярского края. 1. Климатические условия сезонного роста и распределение пожаров в сезоне // Сиб. экол. журнал. 1996. № 1. С. 9–18.
3. Харук В.И., Двинская М.Л., Рэнсон К.Дж. Пространственно-временная динамика пожаров в лиственных лесах северной тайги Средней Сибири // Экология. 2005. № 5. С. 334–343.
4. Карбаинов Ю.М., Моложников В.Н. Дендроиндикация периодичности возникновения лесных пожаров // Дендрохронология и дендроклиматология. Новосибирск: Наука, 1986. С. 194–199.
5. Карбаинов Ю.М. Основы геодинамической оценки состояния лесных экосистем. СПб.: Изд-во ООО "Каре", 2000. 85 с.
6. Воронин В.И., Шубкин Р.Г. Ретроспектива крупномасштабных лесных пожаров в Прибайкалье // Пожарная безопасность. 2005. № 4. С. 110–114.
7. Шубкин Р.Г., Осолков В.А., Воронин В.И. Метод дендрохронологии: Выявление крупномасштабных лесных пожаров и градаций хвоегрызущих насекомых // Лесное хозяйство. 2006. № 2. С. 45–47.
8. Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., Воронин В.И., Глызин А.В., Язев С.А., Баасанджав Б., Балжинням Б., Буддо В.Ю. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Книга II. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии. Иркутск: Изд-во ИРГТУ, 2003. 383 с.
9. Валендик Э.Н., Иванова Г.А. Пожарные режимы в лесах Сибири и Дальнего Востока // Лесоведение. 2001. № 4. С. 69–76.
10. Holmes R.L. Dendrochronology program library – user's manual. Arizona, USA: Laboratory of Tree-Ring Research, Univ. of Arizona, Tucson. 1998. 130 p.
11. Valendik E.N., Ivanova G.A., Chuluunbator Z.O., Goldammer J.G. Fire in forest ecosystems of Mongolia // IFFN. 1998. № 19. P. 58–63.
12. Леса и лесное хозяйство Иркутской области / Л.Н. Ващук, Л.В. Попов, Н.М. Красный и др. / Под ред. Л.Н. Ващука. Иркутск, 1997. 288 с.
13. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Иркутской области в 2000 году. Иркутск: Госкомприроды Ирк. обл., 2001. 383 с.
14. Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2003 году. Иркутск: Изд-во «Облмашинформ», 2004. 296 с.
15. Воронин В.И., Шубкин Р.Г. Анализ многовековой хронологии лесных пожаров и вероятностный прогноз их возникновения в Байкальском регионе // Пожарная безопасность. 2007. № 3. С. 64–70.



Е.В. Воронцова

Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

ВАРИАЦИИ ПОЛНОГО ВЕКТОРА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ T И ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ ИОНОСФЕРЫ, СВЯЗАННЫЕ С СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Большое количество научных работ, опубликованных в периодических изданиях, посвящено исследованиям связи геосейсмической и солнечной активности. При этом исследуются корреляции сейсмичности Земли с числами Вольфа W, с индексами геомагнитной активности Kp, Ap, с количеством и моментами возникновения геомагнитных бурь и другими геофизическими факторами. Однако такой анализ не

позволяет составить полную картину происходящих в земной коре процессов. Для того чтобы выделить (оценить) вклад общепланетарных геомагнитных процессов и локальных откликов и рассчитать соотношение внешнего поля T_e и теллурических вариаций δT_i , необходимо исследовать геомагнитное поле T на нескольких разнесенных станциях [1], а также учитывать текущее состояние ионосферы, которое характеризуется электронным содержанием, скоростью ветров, проводимостью, плотностью тока и т.д.

В настоящее время, благодаря достаточно широкому распространению перманентных сетей двухчастотных приемников навигационной системы GPS ($f_1=1575.42$ МГц и $f_2=1227.60$ МГц), развивается мониторинг полного электронного содержания ионосферы – ПЭС (в англоязычных терминах: Total Electron Concentration – TEC). Методика расчета TEC [2] по данным GPS-наблюдений основана на зависимости показателя преломления (n) электромагнитных волн от концентрации свободных электронов (N_e) и частоты волны (f):

$$n=\sqrt{(1-80.8N_e/f^2)}\approx 1-40.308N_e/f^2.$$

Измеренные пути на частотах f_1 и f_2 равны $S_1=n_1S_0\approx(1-40.308N_e/f_1^2)\cdot S_0$ и $S_2=n_2S_0\approx(1-40.308N_e/f_2^2)\cdot S_0$ соответственно, где S_0 – истинное расстояние спутник–приемник. Исключая S_0 и интегрируя, находим, что полное электронное содержание TEC_0 равно:

$$TEC_0 = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} (L_1 \cdot \lambda_1 - L_2 \cdot \lambda_2 + S_{const} + \delta S),$$

где L_1 и L_2 – число полных оборотов фазы, λ_1 и λ_2 – длина волн (м) для частот f_1 и f_2 , S_{const} – некоторый неизвестный начальный фазовый путь (м) и δS – ошибка в определении фазового пути (м). Для определения S_{const} , то есть для разрешения неоднозначности фаз, используются кодовые измерения P_1 и P_2 : $\delta S = \delta S_1 + \delta S_2 = (P_1 - L_1 \lambda_1) - (P_2 - L_2 \lambda_2) = (P_1 - P_2) - (L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2)$. С учетом баллистики навигационного космического аппарата (НКА) получаем

$$TEC = TEC_0 \cdot \cos[\arcsin(R_z \cos \theta / (R_z + h_{max}))],$$

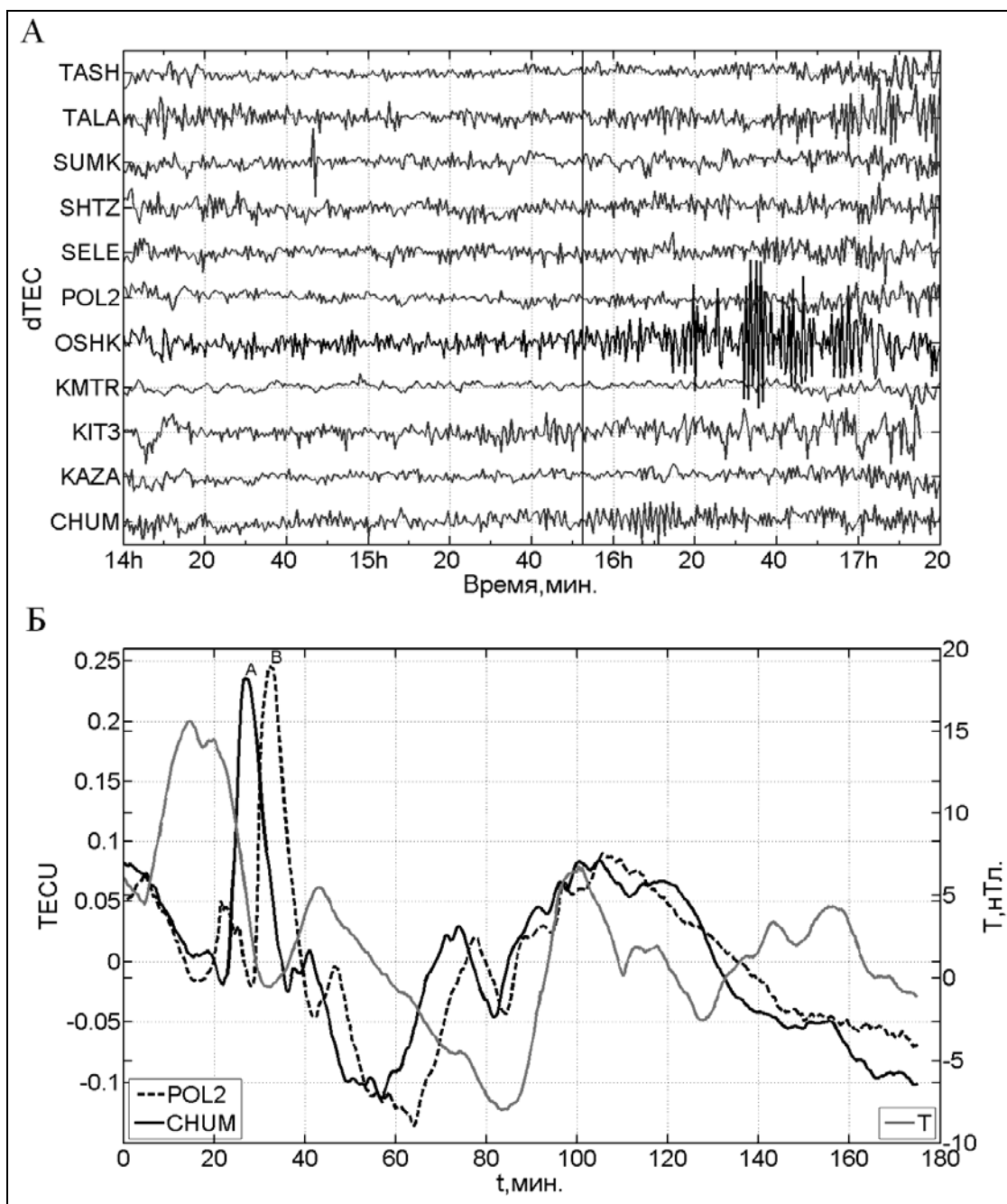
где R_z – радиус Земли, h_{max} – высота максимума концентрации электронов, θ – высота видимости спутника. Для построения непрерывного ряда вариаций TEC с наименьшими шумами (из-за расположения спутника низко над горизонтом) были использованы только данные наблюдений при θ , равном $57-90^\circ$.

Исследование полученных рядов позволяет обнаружить сейсмоионосферные возмущения до и после сильных землетрясений [3, 4]. На рисунке, а, показаны вариации ПЭС после Нуринского землетрясения, $K=13.25$ ($M=6.6$), которое произошло в 15 ч 52 мин 5 октября 2008 г., координаты эпицентра: 39.62° с.ш., 73.67° в.д. Уровень геомагнитной возмущенности был слабым – $Kp=1$. Наблюдается резкое увеличение амплитуды вариаций через 5–10 минут на ближайшей (126.5 км) к эпицентру GPS-станции OSHK (40.53 с.ш., 72.78 в.д.), через ~ 1 час колебания затухают. На других, более удаленных, станциях подобных вариаций не наблюдается, что указывает на их сейсмоионосферный характер.

При использовании данных с нескольких GPS-приемников можно определить скорость перемещения ионосферного возмущения (ИВ), а в сочетании с наблюдениями геомагнитного поля T – вычислить плотность ионосферного тока и текущую проводимость ионосферы. Пусть приемники расположены на расстоянии R друг от друга, а время между наблюдениями ионосферного возмущения – Δt . Расстояние, пройденное ИВ в ионосфере, равно $R_{ion} \approx R \cdot (h_{orb} - h_{max}) / h_{orb}$, где h_{orb} – высота орбиты спутника, h_{max} – высота максимума концентрации электронов. Принимая средние значения $h_{orb}=20000$ км, $h_{max}=300$ км, получим $R_{ion} \approx 0.985R$. Тогда скорость перемещения ИВ равна $v \approx 0.985R / \Delta t$.

Движение электронов вызывает электрический ток, плотность которого j определяется формулой [5]: $j = \sigma E$, где σ – проводимость (также зависит от TEC), $E = [v \cdot H] / c$ – напряженность электрического поля. Магнитное поле, образуемое равномерным токовым слоем с плотностью j , должно иметь величину $\delta H = 2\pi j / c$, где c – скорость света. Если учесть, что наблюдаемое поле вследствие наложения поля индуцированных токов

примерно в 1.5 раза превышает внешнее, то наблюдаемое поле равно $\delta H = 3\pi j/c$. Следовательно, проводимость ионосферы может быть вычислена как $\sigma = c^2 \delta H / 3\pi [vH]$.



А – вариации dTEC во время Нурина землетрясения,
Б – вариации TEC и полного вектора геомагнитного поля T.

Рассмотрим расчет проводимости ионосферы на примере станций POL2 (42.68 с.ш., 74.69 в.д.) и CHUM (42.99 с.ш., 74.75 в.д.). Вариации TEC и полного вектора геомагнитного поля T представлены на рисунке, б, длиннопериодные тренды убраны. Вариации TEC_{POL2} и TEC_{CHUM} расходятся во времени, причем время запаздывания Δt различное. Для t_A и t_B $\Delta t = 5.5$ мин, $R = 35.7216$ км, отсюда $v \approx 0.985R / \Delta t \approx 106.623$ м/с. Наблюдаемая вариация геомагнитного поля равна $\delta H \approx 6$ нТл, $H = 0.5$ Э, тогда $\sigma \approx 1.0796 \cdot 10^{12}$ ед. СГС.

Таким образом, совместный анализ вариаций полного вектора геомагнитного поля T и ПЭС позволяет рассчитывать параметры ионосферных возмущений и токов и может

использоваться для более эффективного поиска ионосферных колебаний, связанных с сильными землетрясениями.

Автор приносит свою благодарность научному руководителю Виталию Дмитриевичу Брагину.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ по выполнению федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (государственный контракт № 02.740.11.0730).

Литература

1. Брагин В.Д., Воронцова Е.В. Гармонический анализ вариаций полного вектора T геомагнитного поля и связь компонент с сейсмической активностью Северного Тянь-Шаня // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 48–51.

2. Афраймович Э.Л., Татаринцов П.В. Восстановление полного электронного содержания по данным двухчастотного GPS-приемника, установленного на борту низкоорбитального искусственного спутника Земли // Солнечно-земная физика. 2005. № 7. С. 49–52.

3. Афраймович Э.Л., Астафьева Э.И., Воейков С.В. и др. Исследования ионосферных возмущений методами GPS-радиозондирования в ИСЗФ СО РАН // Солнечно-земная физика. 2011. № 18. С. 24–39.

4. Захаренкова И.Е., Шагимураев И.И., Кранковски А., Лаговский А.Ф. Ионосферные аномалии, наблюдаемые в GPS TEC измерениях перед землетрясением в Греции 8 января 2006 г. ($M=6.8$) // Исследовано в России. 2006. № 22. С. 1047–1055. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2006/110.pdf>

5. Яновский Б.М. Земной магнетизм Л.: Изд-во Ленингр. университета, 1978. 592 с.



В.И. Джурик, С.П. Серебренников, Е.В. Брыжак, А.Ф. Дреннов
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

МЕТОДИКА ФОРМИРОВАНИЯ ИСХОДНОГО СИГНАЛА ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ Г. ИРКУТСКА С ЦЕЛЬЮ РАЙОНИРОВАНИЯ ЕГО СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Состояние исследуемой проблемы таково, что вероятностные оценки параметров исходной сейсмичности г. Иркутска с 1980 г. обновлялись дважды, в то время как карта сейсмического микрорайонирования после 1976 г. осталась на прежнем уровне [1]. Она явно не отвечает не только современному уровню разработанных методических подходов к районированию сейсмической опасности, но и площади перспективного строительства города. Учитывая изменившиеся условия (гидрогеологические, инженерно-геологические, топографические и др.) на территории «старого» города и новые требования к проектированию сейсмостойких зданий и сооружений с повышенной ответственностью, необходимо провести инженерно-сейсмологическое обоснование территории строительства на новой вероятностной основе и оценку его сейсмического риска.

Поставленные задачи решаются в процессе изучения исходной информации, накопленной за последние годы в Байкальской рифтовой зоне с использованием данных анализа сеймотектонических особенностей территории г. Иркутска и имеющихся сведений по слабым и сильным землетрясениям, получения в натуральных условиях новых данных по комплексу методов геологии и геофизики.

Сейсмические характеристики (амплитуды, длительность, спектральный состав и другие параметры акселерограмм и их спектров) определяют колебательное движение грунта при землетрясениях и поэтому являются основой при количественном сейсмическом районировании различной степени детальности [2]. Очевидно, что в первую очередь для их оценки для каждого региона важно знать спектральный состав колебаний

тех или иных грунтов при сильных землетрясениях. Однако относительная редкость возникновения последних и отсутствие на сегодняшний день местной инженерно-сейсмологической сети станций, необходимой для мониторинга различных кинематических элементов движений почвы при относительно сильных землетрясениях на различных по составу и состоянию грунтах, служащих основаниями сооружений на территории города, значительно усложняют эту задачу.

Выход из этого положения при решении поставленных задач будет осуществляться двумя путями.

Первый – это присвоение определенному грунту территории г. Иркутска отдельного или синтезированного, по возможности, среднего спектра нескольких сильных землетрясений, зарегистрированных на однотипных грунтах, включая и записи местных землетрясений. В настоящее время подавляющее большинство относительно сильных землетрясений регистрируется сетью сейсмических станций в пределах Байкальского региона. Наши исследования будут основываться на экстраполяции спектров слабых и умеренной силы колебаний исследуемого грунта в сторону более высоких энергетических классов с учетом эпицентральных расстояний, в том числе и с использованием данных по другим сейсмоактивным зонам. Этот путь может быть реализован как для конкретных очаговых зон (в которых возможно возникновение сильного землетрясения для г. Иркутска), так и для всего эпицентрального поля сильных землетрясений региона. В этом случае зоны ВОЗ неопределенны или равновероятны для различных азимутов и эпицентральных расстояний, для них будут реализованы и различные способы экстраполяции спектров колебаний грунтов по эпицентральным расстояниям (D), энергетическим классам (K) и глубине очага (h). В целом, для решения задач проекта предполагается использовать спектры записей землетрясений из различных очаговых зон Монголии и Сибири в диапазоне энергии $K=7-14$, с эпицентральными расстояниями D от 0–20 до 900 км, зарегистрированных или приведенных к поверхности скальных грунтов. Как следствие, для этого необходимо знать частотную характеристику верхних грунтовых слоев, с помощью которой определяется спектральный состав колебаний эталонного скального основания. Для статистического анализа основных параметров спектра от K , D и h будут использованы записи акселерограмм землетрясений, зарегистрированных в основном в последние 10 лет (период цифровой регистрации), записи смещений относительно сильных землетрясений за инструментальный период (50–60 лет), а также необходимы данные записей землетрясений временными инженерно-сейсмологическими станциями в районе г. Иркутска.

Второй путь – предполагается наложить определенные ограничения по K и D , поскольку мы не будем располагать достаточным количеством записей акселерограмм относительно сильных движений скальных грунтов, для экстраполированных спектров землетрясений более высоких энергий. Фазовые спектры для восстановления исходных акселерограмм нами будут использованы по записям местных землетрясений, в основном это районы расположения региональных постоянных сейсмических станций.

Кроме изложенных путей, в решение поставленных задач будут включены натурные исследования строения и сейсмических свойств геологической среды геофизическими методами (сейсморазведка – КМПВ, электроразведка – ВЭЗ) в пунктах регистрации землетрясений и в различных грунтовых условиях территории города. Далее используется математическое и физическое моделирование поведения горных пород с изменением физико-механических параметров грунтов, построение эталонных (среднестатистических) разрезов приповерхностного слоя с резкими и плавными изменениями физико-механических свойств среды. Необходимо и создание эталонных пунктов инженерно-сейсмологического мониторинга, включая и районы перспективного строительства города.

На завершающем этапе исследований возможна типизация инженерно-сейсмологических моделей и расчет для них вероятных сейсмических воздействий в

форме акселерограмм, велосиграмм или в форме интегральных амплитуд с соответствующими периодами, длительностью колебаний и другими характеристиками, учитывающими параметры зон ВОЗ и необходимыми для проектирования сейсмостойких зданий и сооружений для территории г. Иркутска. Проведение указанного комплекса исследований возможно через реализацию сейсмического микрорайонирования территории города на новой вероятностной основе. В дальнейшем она может трансформироваться в карту вероятностных оценок социально-экономических и других потерь, связанных с прогнозируемыми воздействиями.

К настоящему времени нами проанализированы сейсмогеологические, сеймотектонические и сейсмологические данные и обоснованы параметры вероятных сильных землетрясений. Предложены методические подходы к формированию сигнала, соответствующего исходной сейсмичности района, при использовании записей местных относительно сильных сейсмических событий ($K > 13$) [1]. Полученные указанным способом исходные акселерограммы являются наиболее обоснованными для территории города. Это позволяет на данном этапе исследований использовать их для расчетов необходимых параметров сейсмических воздействий для различных грунтовых условий. Конечной целью количественной оценки сейсмической опасности для территории города является предсказание воздействия вероятного сильного землетрясения на грунтовые слои, служащие основаниями сооружений. Это предъявляет особые требования к изучению их физических, упругих и деформационных свойств и вызывает необходимость поиска новых подходов к их изучению применительно к задачам инженерно-сейсмологической оценки территории города.

В докладе будут представлены результаты проведенных исследований в отмеченных направлениях, которые являются начальным этапом инженерно-сейсмологического обоснования условий застройки территории города Иркутска.

Литература

1. Джурик В.И. К районированию сейсмической опасности территории г. Иркутска // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2011. Т. 4, № 2. С. 61–81.
2. Джурик В.И. Опыт районирования линейных сооружений в пределах криолитозоны по максимальным ускорениям при использовании экспериментальных частотных характеристик // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2012. № 1. С. 59–64.

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИИ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ПРИ АКТИВИЗАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (ПО ДАННЫМ УРОВНЕМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА СКВАЖИНАХ КАМЧАТКИ)

В 1996–2006 гг. ряд наблюдательных скважин на территории Камчатского края были оборудованы цифровыми системами синхронной регистрации уровня воды и атмосферного давления с периодичностью 10–5 минут. КФ ГС РАН проводит наблюдения на скважинах Е-1 (контролируемый интервал водовмещающих пород, представленных туфами неогенового возраста, 625–647 м) и Ю3-5 (интервал 310–800 м, метаморфизованные алевролиты и аргиллиты позднемелового возраста). На скважинах 1309, 1306, 1303, 1311 наблюдения проводит ОАО «Камчатгеология». Эти скважины контролируют водовмещающие породы в интервалах 223–750 м (туфы, N), 28–41 м (гравийно-галечные отложения с прослоями глин и песков, Q_{IV}), 517–717 (туфогенно-осадочные породы, N), 67–73 м (щебнисто-гравийные отложения, Q_{IV}) соответственно.

В результате проведения многолетних наблюдений и применения специальной методики обработки уровневых данных были выявлены специфические сигналы в изменениях уровней воды в скважинах Е-1, ЮЗ-5 и 1303, связанные предположительно с квазиупругим изменением напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород при активизации современных геодинамических процессов. Такие сигналы могут вызываться процессами подготовки и реализации сильных местных землетрясений, а также локальными сейсмотектоническими и тектономагматическими активизациями, сопровождающимися усилением слабой сейсмичности и вулканической деятельности.

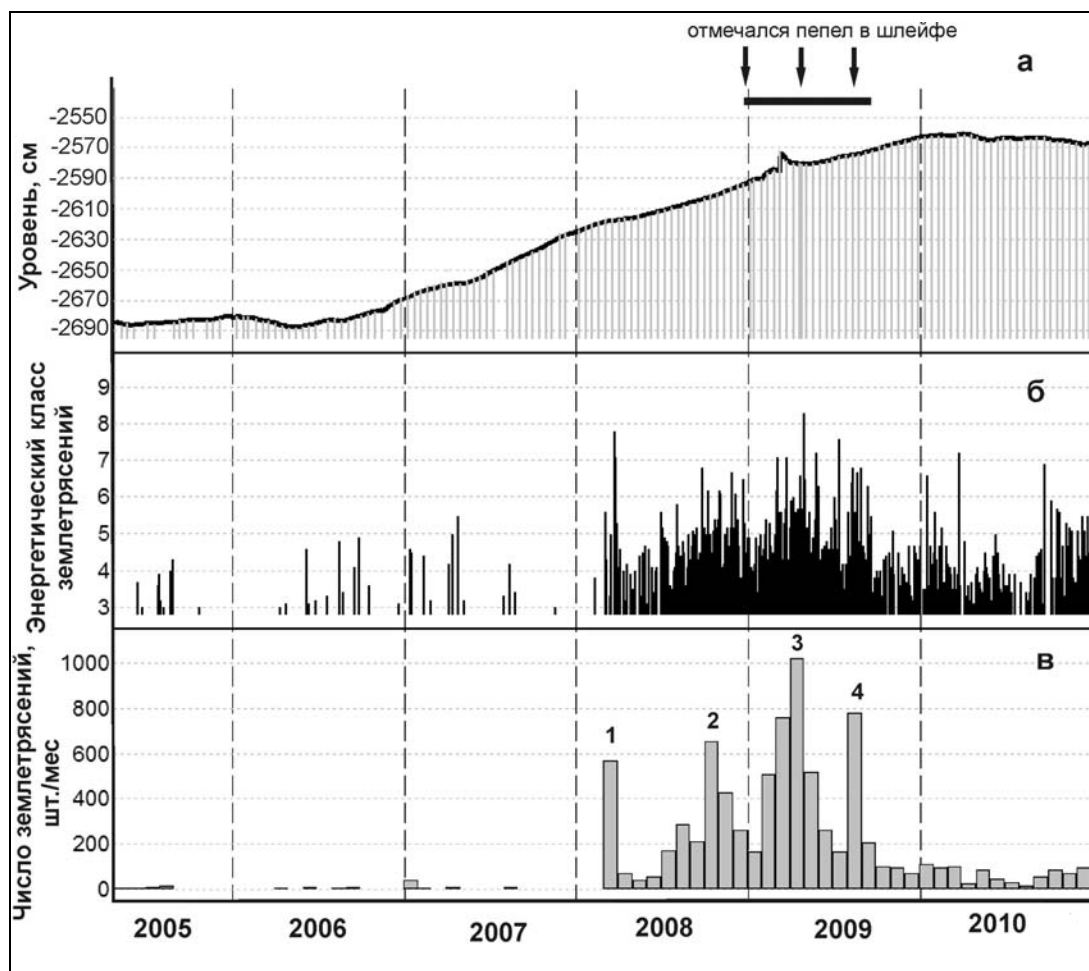


Рис. 1. Проявление тренда повышения уровня воды с аномально высокой скоростью в скв. Е-1 в мае 2006–2009 гг., предшествующего и сопутствующего сейсмической и фумарольной активизации вулкана Корякский:

а – изменения уровня воды по данным цифровых и ручных измерений; горизонтальной линией показан интервал времени фреатического извержения; *б* – землетрясения с величинами энергетических классов $K_S=3.1 - 8.3$ в районе вулкана Корякский; *в* – суммарное за месяц количество землетрясений (цифрами обозначены максимумы сейсмической активности: 1 – март 2008 г., 2 – октябрь 2008 г., 3 – апрель 2009 г., 4 – август 2009 г.).

Описание различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды (гидрогеодинамических предвестников, косейсмических скачков и постсейсмических изменений) в связи с местными сильными землетрясениями приводится в [1–3]. В указанных работах и в [4] показана возможность количественной оценки косейсмической деформации водовмещающих пород по амплитудам скачков уровня, фиксирующихся в момент образования разрывов в очагах землетрясений и перераспределения статического

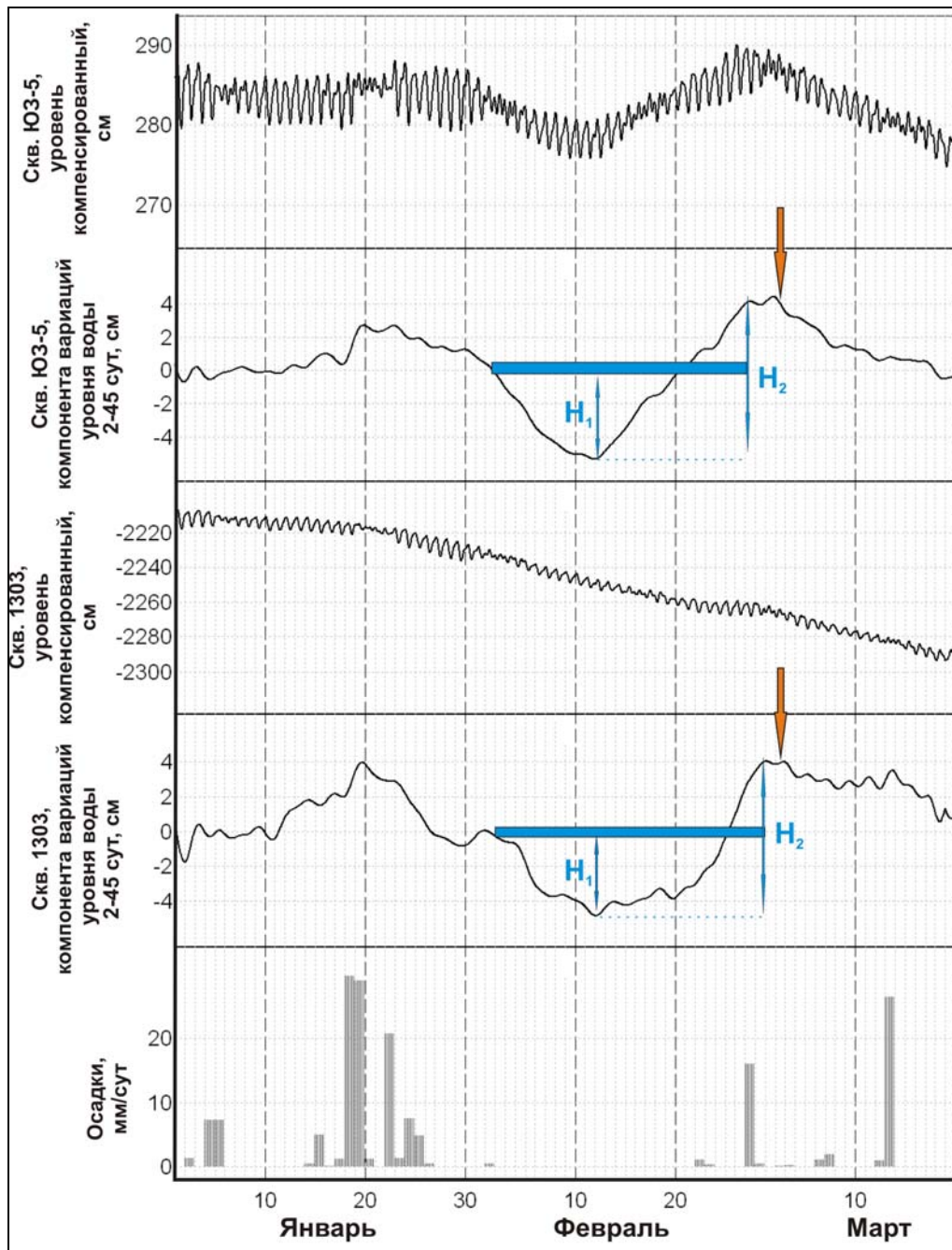


Рис. 2. Проявление синхронных изменений уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1303 с 1 февраля по 2 марта 2006 г.

(показаны горизонтальными линиями) в сопоставлении с осадками.

H_1 , H_2 – амплитуды аномального понижения и повышения уровня воды, фиксирующие последовательную смену деформации объемного расширения и сжатия водовмещающих пород.

Стрелкой показан момент землетрясения 2.03.2006 г., $M=5.0$.

поля напряжений в верхних горизонтах земной коры. В таких случаях для точечной оценки косейсмической деформации проводится нормировка амплитуды скачка в изменениях уровня на величину его приливной чувствительности. Необходимыми условиями количественной оценки объемной косейсмической деформации водовмещающих пород является надежное определение амплитуды скачка и величины приливной чувствительности уровня воды. По данным 10-минутных наблюдений на скв. ЮЗ-5 (амплитуды косейсмических скачков уровня в течение 10-минутного интервала, включающего момент землетрясения, составляли 0.25–12.00 см; приливная

чувствительность уровня воды $0.161 \text{ см}/10^{-9}$) величины косейсмической деформации водовмещающих пород при шести землетрясениях с $M_w=6.2-7.8$ на расстояниях 130–200 км составили $(1.6-75.0) \cdot 10^{-9}$. В четырех случаях фиксировалось объемное расширение водовмещающих пород (понижение уровня воды), в двух случаях – объемное сжатие (повышение уровня) [4].

Выделение других видов сигналов геодинамической активности, в частности гидрогеодинамических предвестников, признаков сеймотектонической и тектономагматической активизации, проводится на фоне естественных вариаций уровня воды, которые можно рассматривать как помехи с определенным амплитудно-частотным составом и особенностями проявления. При этом сигналы в изменениях уровня воды, связанные с активизацией геодинамических процессов, могут иметь резко аномальный характер, либо они могут проявляться в частотных диапазонах, характерных для факторов-помех.

В первом случае выделение сигналов в изменениях уровня не имеет больших затруднений при наличии многолетнего ряда данных наблюдений. На рис. 1 приводится пример проявления эффекта длительного объемного сжатия водовмещающих пород на глубине 625–647 м, предшествующего и сопутствующего сейсмической и фумарольной активизации вулкана Корякский. Амплитуда аномального повышения уровня в скв. Е-1 составила 1 м 22 см. С учетом оцененных упругих параметров водовмещающих пород величина деформации объемного сжатия в районе скважины составляла $\Delta\varepsilon = -(4.1 \cdot 10^{-6} - 1.5 \cdot 10^{-5})$, рост флюидного давления $\Delta p = 12.2 \text{ кПа}$.

Во втором случае выделение сеймотектонического сигнала из-за сильной зашумленности представляет нетривиальную процедуру, включающую предварительную компенсацию сезонных, барометрических и приливных вариаций в изменениях уровня воды и выделение диапазона спектральных компонент в изменениях уровня, не зашумленных влиянием гидрогеодинамических факторов питания и расходования подземных вод. На рис. 2 приводится пример выделения аномальных вариаций уровня воды в двух скважинах на периодах 2–45 сут. Использование полосовой фильтрации в окне $1/48-1/1080 \text{ ч}^{-1}$ позволило очистить временные ряды уровня воды с компенсированными баровариациями от приливных вариаций и сезонного тренда, а также выделить аномальные изменения и оценить их амплитуды. Оценки величин объемной деформации $\Delta\varepsilon_{ЮЗ-5} = 3.2 \cdot 10^{-8}$, $-5.7 \cdot 10^{-8}$; $\Delta\varepsilon_{1303} = 2.2 \cdot 10^{-8}$ и $-4.1 \cdot 10^{-8}$ получены путем нормирования выделенных амплитуд H_1 и H_2 на величины приливных чувствительностей уровня в скважинах ЮЗ-5 и 1303 [3].

Литература

1. 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.
 2. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52–64.
 3. 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.
 4. Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Сдельникова И.А. О возможности оценок косейсмической деформации по данным равномерных наблюдений в скважине // Физика Земли. 2010. № 1. С. 51–61.
-



К.Г. Леви^{1,2}, С.А. Язев^{2,3}, Н.В. Задонина^{1,4},
В.И. Воронин⁵, М.М. Наурзбаев⁶, Р.М. Хантемиров⁷

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский госуниверситет, астрономическая обсерватория

³Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

⁴НИ ИрГТУ, Иркутск, Россия

⁵Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, Иркутск, Россия

⁶Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия

⁷Институт экологии растений и животных УРО РАН, Екатеринбург, Россия

ГЕЛИОГЕОДИНАМИКА: ПРИРОДНЫЕ АСПЕКТЫ ГЛОБАЛЬНЫХ МИНИМУМОВ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Многие вопросы и волнения мировой общественности последних 10–15 лет связаны главным образом с природно-климатическими изменениями и мнимым глобальным потеплением. Прогнозируются просто непрерывные глобальные катастрофы, которые, в конечном итоге, приведут к апокалипсису в конце 2012 г. Все эти прогнозы имеют явный оттенок безнравственности, проявляемой в отношении к малокомпетентной массе социума, далекой от знаний в области общей геодинамики, климатологии и астрофизики. Именно поэтому ниже, в кратких тезисах, мы коснемся небольшого ряда природных аспектов глобальных минимумов солнечной активности, проявившихся в историческом прошлом и известных под именами собственными – Оорта, Вольфа, Шперера, Маундера, Дальтона и Гневышева. Эти исследования, начаты нами в конце XX в., а само направление нами предложено именовать гелиогеодинамикой [7].

Глобальные минимумы (гранд-минимумы) солнечной активности. В гелиофизике под такими минимумами понимаются длительные, до нескольких десятилетий, периоды времени, когда пятнообразовательная деятельность Солнца сильно понижается, а временами пятна на звезде вообще не появляются. Традиционно считается, что такие периоды времени отражаются в природе сильными и длительными похолоданиями. Однако, забегаая вперед, скажем, что это не всегда и не так строго.

Базовые характеристики для изучения глобальных минимумов. Представления о вариациях солнечной активности строятся на базе двух рядов наблюдений: одного, заложенного Вольфом в 1749 г., наращиваемого сегодня в Королевской астрономической обсерватории в Бельгии и восстановленного по косвенным признакам с VI в. до н. э. – Д. Шоува [10]. Кроме этого, имеются результаты восстановления вариаций солнечной активности по концентрации ¹⁴C в кольцах деревьев [11] и по вариациям «ошибок» ¹⁴C-датирования геологических и геоархеологических объектов [4].

Ценнейшую информацию о погодно-климатических изменениях несут материалы дендрохронологических исследований, базирующихся на изучении вариаций толщины древесных колец [1, 5, 8].

Сведения о проявлении эндо- и экзогеодинамической активности и социальных изменениях в связи с вариациями солнечной активности приводятся в многочисленных хронологических и летописных источниках, а также в отечественных и зарубежных СМИ. Этот материал аккумулирован в [2, 3].

Вариации солнечной активности по результатам гелиофизических наблюдений. В основу выявления длительных минимумов положены материалы уже упоминавшихся рядов Шоува и Вольфа (рис. 1). На рисунке отчетливо видны продолжительные минимумы солнечной активности, как известные с именами собственными в последнем тысячелетии нашей эры, так и неизвестные в далеком прошлом. Длительность хронологии около 2500 лет.

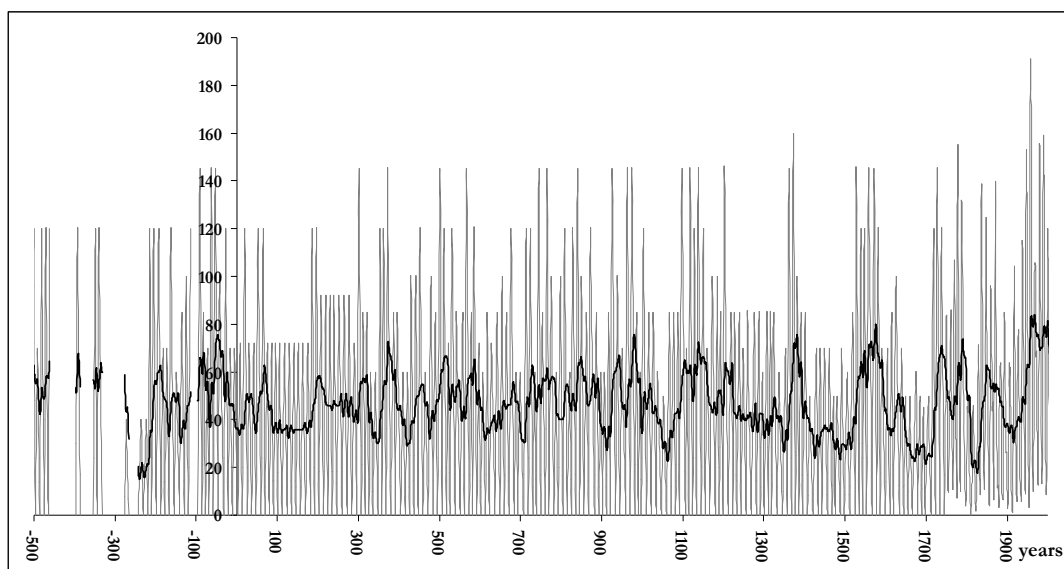


Рис. 1. Вариации солнечной активности (SA) по годам (серая кривая) и сглаженная окном 22 года (черная кривая).

Вариации солнечной активности по результатам анализа древесно-кольцевых хронологий. На рис. 2 показана сверхдлинная древесно-кольцевая хронология для п-ова Ямал [8]. В отличие от вышеприведенной кривой временной интервал вариаций толщины древесных колец, выраженной в относительных единицах, составляет 7328 лет. Отчетливо видны чередующиеся длительные минимумы и максимумы прироста толщины колец, но связано ли это с вариациями солнечной активности? Постараемся показать эту связь на кривой рис. 3, построенной на 250-летних (1749–2000 гг.) фрагментах кривых рис. 1 и 2. Сравнение сглаженных кривых не оставляет сомнений в том, что дендрохронологические вариации являются косвенным отражением вариаций солнечной активности.

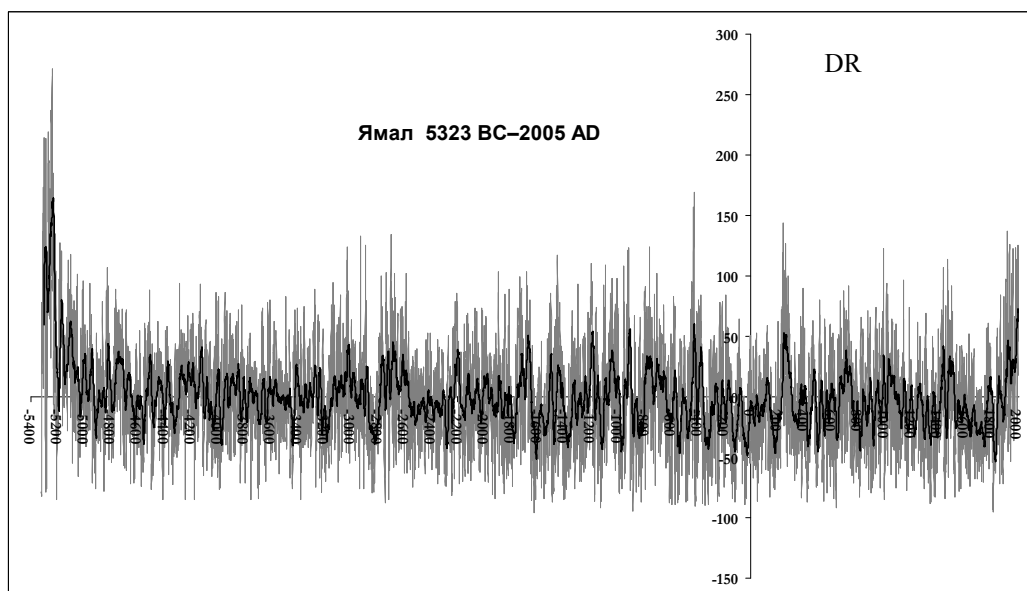


Рис. 2. Вариации толщины древесных колец (DR) по годам (серая кривая) и сглаженная окном 22 года (черная кривая).

Природный и социальный отклик на вариации солнечной активности в исторических хрониках. В этом разделе мы проиллюстрируем лишь несколько

характеристик из всего многообразия исходных сообщений об экстремальных событиях последних 500–600 лет.

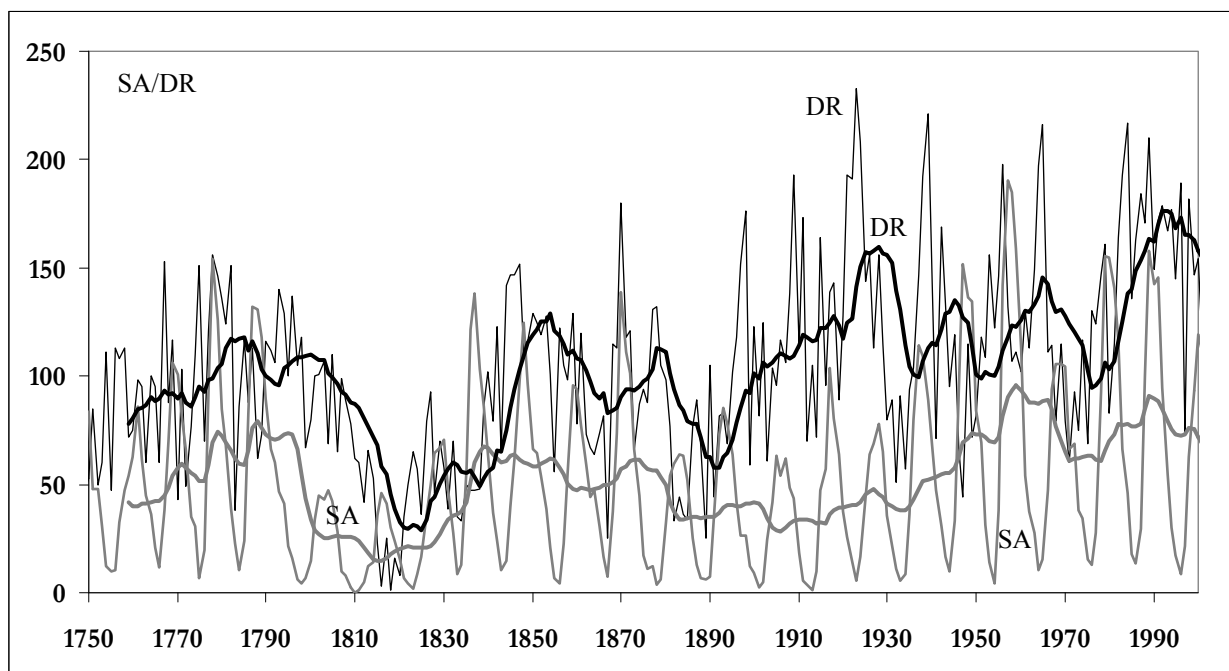


Рис. 3. Соотношение вариаций солнечной активности (SA) и прироста толщины древесных колец (DR). Тонкие линии – исходные кривые, толстые – сглаженные окном 22 года.

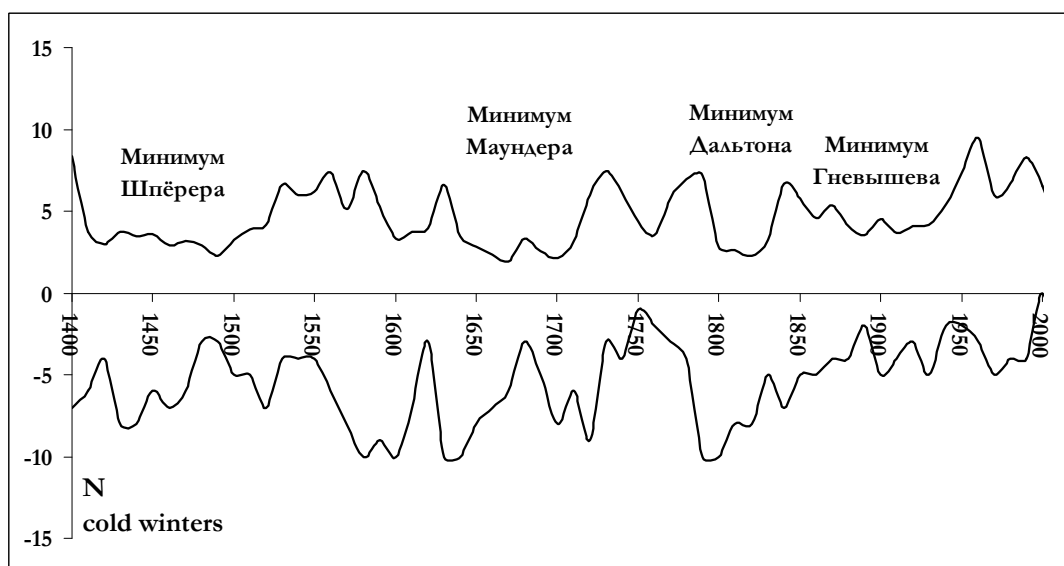


Рис. 4. Соотношение числа сообщений о «лютых» зимах по десятилетиям с вариациями солнечной активности.

Погодно-климатический отклик. Остановимся на одной из характеристик – на истории «лютых» зим. Именно сведения о «лютых» зимах часто приводятся в качестве показателя наступления длительных минимумов солнечной активности. Этот вывод базируется на представлениях о Малом ледниковом периоде Европы (1645–1715 гг.), совпавшем с известным маундеровским минимумом солнечной активности. На рис. 4 приведены кривые повторяемости упоминаний о «лютых» зимах, главным образом по западно- и восточно-европейским источникам. Сведения из Зауралья, где холодные зимы не новость и происходят почти ежегодно из-за значительной удаленности территорий от

Атлантики, в расчет не принимались. Данные о лютых зимах были суммированы по десятилетиям, значения чисел Вольфа (W) осреднены по десятилетиям и уменьшены в 10 раз для удобства отображения на рисунке.

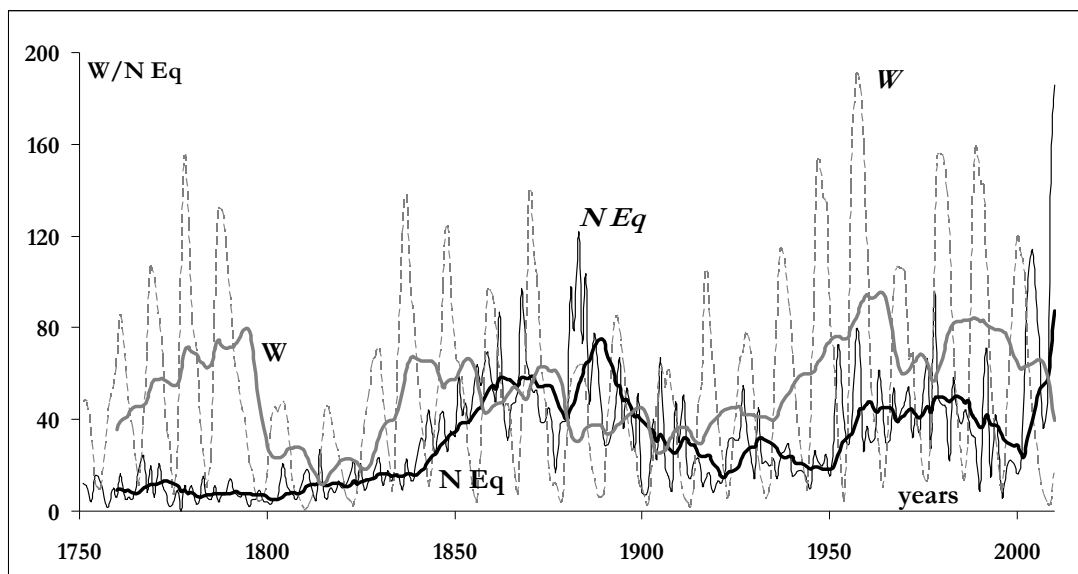


Рис. 5. Вариации частоты возникновения землетрясений ($N Eq$) на фоне вариаций солнечной активности (W). Пунктиром показаны исходные кривые, сплошной линией – сглаженные окном 22 года.

Из рис. 4 видно, что распределение по времени «лютых» зим лишь отчасти достигает своего максимума в периоды гранд-минимумов солнечной активности.

Эндогеодинамический отклик. Мы выберем для примера частоту возникновения землетрясений. Из целого ряда исследований известно, что в проявлении сейсмического процесса просматриваются гармоника близкие по продолжительности к солнечным, поэтому интересно сравнить взаимоотношения между вариациями во времени частоты возникновения ощутимых землетрясений и солнечной активности (рис. 5).

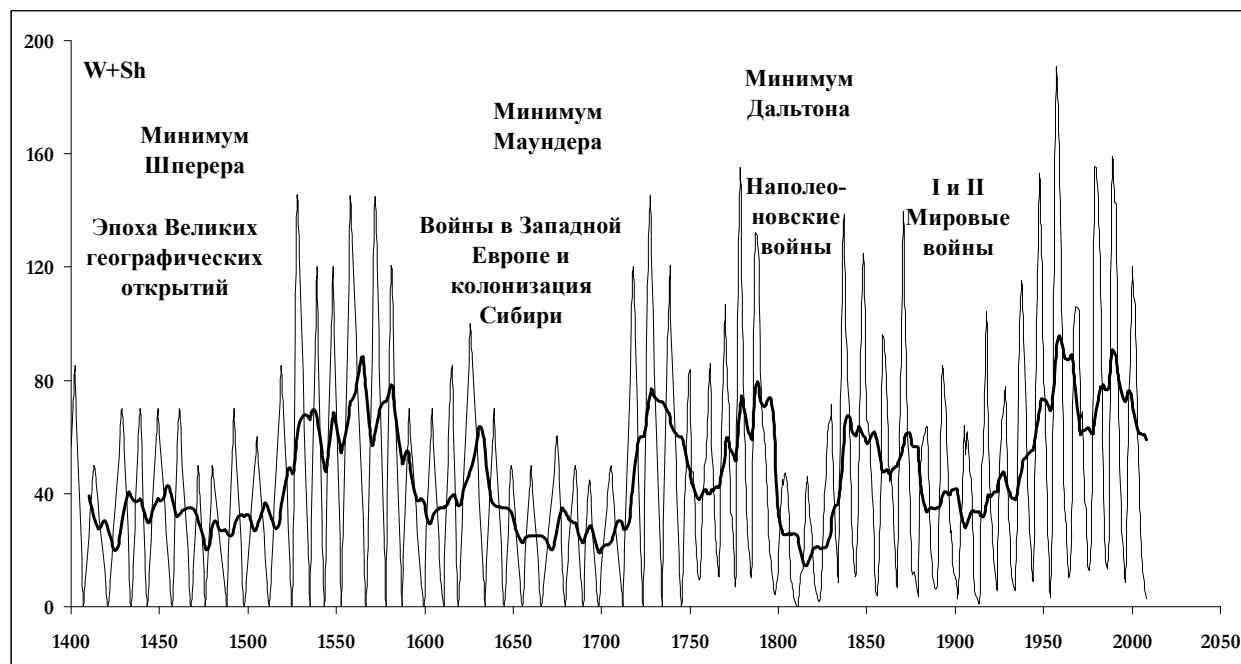


Рис. 6. Социальный отклик на вариации солнечной активности.

Из сравнения кривых видно, что максимумы сейсмической активности запаздывают относительно максимумов солнечной активности на 9–13 лет. Влияние Солнца на сейсмическую активность, вероятно, опосредовано через атмосферу и гидросферу, которые выступают в качестве триггеров. Такой вывод можно сделать из анализа материалов публикации [6].

Социальный отклик. Не вдаваясь в детали исторического процесса, мы можем только констатировать, что исторически масштабные социальные всплески довольно четко вписываются во временные интервалы проявления глобальных минимумов солнечной активности (рис. 6).

Таким образом, на основании приведенного выше краткого изложения, мы считаем, что термин «гелиогеодинамика» имеет право на самостоятельную жизнь, как и термин «гелиобиология», введенный А.Л. Чижевским [9]. В нашем понимании гелиогеодинамика – это самостоятельное естественно-научное направление, изучающее закономерности взаимодействия геосфер Земли между собой и с Солнцем. Основной целью гелиогеодинамики является, прежде всего, определение периодичности возникновения экстремальных природных ситуаций и прогноз тех событий, которые могут иметь место в случае неблагоприятного развития процессов не в одной, а одновременно в нескольких геосферах и в связи с проявлениями солнечной активности.

Литература

1. Воронин В.И. Действие серосодержащих эмиссий на пихту сибирскую в Южном Прибайкалье: Автореф. канд. дис. Красноярск: ИЛ СО РАН, 1989. 19 с.
 2. Задонина Н.В., Леви К.Г. Хронология природных и социальных феноменов в Сибири и Монголии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2008. 760 с.
 3. Задонина Н.В., Леви К.Г. Хронология природных и социальных феноменов в истории мировой цивилизации. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2009. 864 с.
 4. Леви К.Г., Задонина Н.В., Язев С.А. Радиоуглеродная хронология природных и социальных феноменов Северного полушария. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. Т. 1. 716 с.
 5. Наурзбаев М.М. Дендроклиматический анализ длительных изменений температурного режима в Субарктике Евразии: Автореф. дисс. докт. биол. наук. Красноярск: ИЛ СО РАН, 2005. 36 с.
 6. Потапов В.А., Табулевич В.Н., Черных Е.Н., Дреннова Н.Н. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне оз. Байкал // Геология и геофизика. 2001. № 8. Т. 42. С. 1271–1277.
 7. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Учеб. пособие / К.Г. Леви, С.А. Язев, Н.В. Задонина и др. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. 182 с.
 8. Хантемиров Р.М. Динамика древесной растительности и изменения климата на севере Западной Сибири в голоцене. Автореф. дис... докт. биол. наук. Екатеринбург: ИЭРиЖ УрО РАН, 2005. 268 с.
 9. Чижевский А.Л. Физические факторы исторического процесса. Калуга: 1-я Гостиполитография, 1924. 72 с.
 10. Schove D.J. The sunspot cycle, 649 B.C. to A.D. 2000 // J. Geophys. Res. 1955. V. 60. No. 2. P. 127–146.
 11. Solanki S.K., Usoskin I.G., Kromer B., Schüssler M., Beer J. An unusually active Sun during recent decades compared to the previous 11.000 years // Nature. 2004. Vol. 431, No. 7012. P. 1084–1087.
-

Ю.Ф. Мороз^{1,2}, Г.И. Татьков², Т.А. Мороз¹, Ц.А. Тубанов², П.А. Предеин²
¹ Институт вулканологии и сейсмологии РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

АНОМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

По данным геомагнитного мониторинга изучены вариации поля в диапазоне периодов от первых десятков лет до первых минут. Наблюдения вариаций геомагнитного поля осуществлялись в пунктах, изображенных на рис. 1. В пп. Патроны, Энхалук, Тырган и Надеино регистрировались составляющие H , D , Z и полный вектор вариаций геомагнитного поля. В остальных пунктах осуществлялась регистрация только полного вектора. Для изучения структуры вариаций геомагнитного поля использованы сервисные специальные программы интерполяции, осреднения, фильтрации, масштабирования, инверсии, снятия линейных трендов, интегрирования и дифференцирования временных рядов напряженности геомагнитного поля.

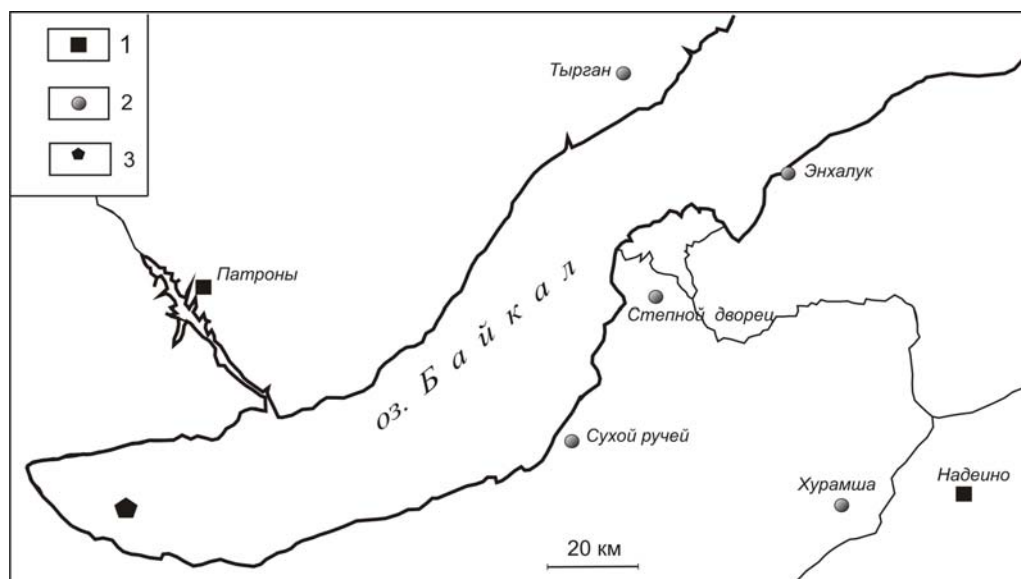


Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений вариаций геомагнитного поля.
 1 и 2 – пункты наблюдений вариаций составляющих геомагнитного поля (H , D , Z) и полного вектора (T); 3 – эпицентр Култукского землетрясения.

В обсерватории Патроны по среднегодовым значениям получены вековые вариации составляющих геомагнитного поля H , D , Z за период 1968–2011 гг. В поведении вековой вариации вертикальной составляющей геомагнитного поля в период с 1998 по 2011 г. выявлено аномальное изменение, которое может быть связано с геодинамическими процессами, обусловленными повышенной сейсмичностью в южной части оз. Байкал в 1998–2006 гг.

Сравнительный анализ напряженности полного вектора геомагнитного поля в пп. Патроны, Сухой ручей, Хурумша и Надеино, т.е. вкост простирания рифтовой зоны, за последние девять лет свидетельствует об изменении его напряженности. Это изменение возрастает по направлению от п. Надеино к п. Патроны. Так, в п. Хурумша напряженность поля увеличивалась примерно на 2 нТл, в п. Сухой ручей – на 4 нТл, а в п. Патроны – на 8 нТл. Это изменение также может быть связано с повышенной сейсмичностью в южной части оз. Байкал.

Наряду с длиннопериодными вариациями геомагнитного поля изучена структура наиболее регулярных солнечно-суточных вариаций. Большое внимание уделено

исследованию динамики когерентности между вертикальной, горизонтальной составляющими геомагнитного поля и магнитным склонением. Анализ показал, что за несколько месяцев перед Култукским землетрясением каноническая когерентность снижается от 0.9 до 0.2 – 0.3. Предполагается, что данный аномальный эффект обусловлен возникновением крупных геоэлектрических неоднородностей в литосфере в связи с сильным землетрясением. Понижение когерентности может быть связано с изменением фазы вертикальной составляющей геомагнитного поля, которая обладает повышенной чувствительностью к наличию геоэлектрических неоднородностей. Не исключается также влияние литосферно-ионосферных связей на ионосферный источник солнечно-суточных вариаций в связи с землетрясением.

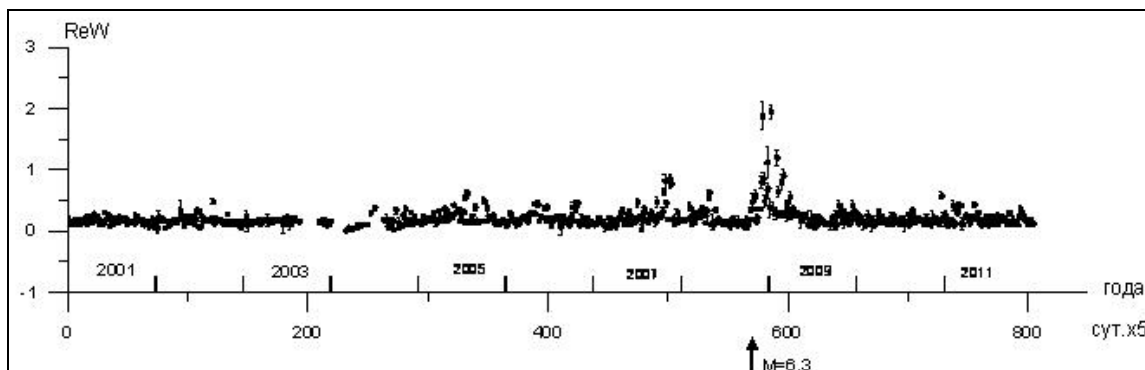


Рис. 2. График вещественного магнитного типпера на периоде 143 с.

На временной оси стрелкой указан момент Култукского землетрясения с $M=6.3$.

Полученные в обсерватории «Патроны» геомагнитные вариации с периодами от первых минут до первых часов использованы для изучения динамики электропроводности литосферы. В основу изучения положена передаточная функция между вертикальной и горизонтальными составляющими вариаций геомагнитного поля, которая получила название магнитного типпера. Для изучения динамики магнитного типпера использованы непрерывные временные ряды компонент H , D , Z за период с 2001 по 2011 г. с дискретностью 1 мин. Для мониторинга типпера важно было выбрать временной интервал, на котором более устойчиво определяются компоненты типпера. Анализ показал, что более устойчиво определяются вещественные и мнимые типперы для временного интервала, равного 5 сут. При этом когерентность должна быть не менее 0.8. Для получения временных рядов магнитного типпера создана специальная программа, с помощью которой из банка вариаций геомагнитного поля формируются массивы заданной продолжительности 5 сут. Для каждого массива определены магнитные типперы в диапазоне периодов от 143 до 20000 с. В поведении вещественного типпера на периодах 143 и 210 с проявились аномальные изменения, которые приурочены к Култукскому землетрясению. Аномалия характеризуется повышением типпера в несколько раз по отношению к среднему многолетнему уровню вещественного типпера (рис. 2). Характерно, что аномалия типпера проявилась только в короткопериодном диапазоне. На указанных периодах длина электромагнитной волны по приближенным оценкам составляет первые сотни километров. Можно предположить, что магнитный вещественный типпер отражает изменение электропроводности геологической среды, включающей южную часть озера, где произошло Култукское землетрясение. Глубина проникновения волны при такой длине составляет первые десятки километров. Следовательно, можно полагать, что вещественный типпер контролирует электропроводность земной коры южной части впадины оз. Байкал. Приближенные качественные оценки с помощью численного моделирования в рамках трехмерной модели Байкальской впадины показывают, что для изменения вещественного типпера в несколько

раз необходимо кратковременное повышение проводимости глубинного разлома в южной части озера. Также не исключается вариант нарушения передаточной функции между вертикальной и горизонтальными составляющими поля за счет появления литосферно-ионосферных связей, обусловленных сильным Култукским землетрясением.

Анализ временных рядов типпера за многолетний период также свидетельствует, что в диапазоне периодов от 600 до 3000 с в поведении вещественного типпера выражены годовые вариации, характеризующие электропроводность геологической среды. Более устойчиво определяются типперы на периоде 1000 с. Годовые вариации практически не выражены в поведении мнимого типпера. Следует отметить что по данным МТЗ на указанных периодах проявились проводящие зоны в литосфере рифтовой зоны, связываемые с глубинными разломами. Есть основание полагать, что годовые вариации магнитного типпера связаны с электропроводностью литосферы рифта, содержащего глубинные проводящие зоны. Предполагается, что годовые вариации электропроводности литосферы могут быть вызваны обращением Земли вокруг Солнца, в результате которого проявляется годовая цикличность в изменении трещиноватости литосферы, степени насыщенности гидротермальными растворами и степени их минерализации.

В.А. Мухамадеева

Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

О СВЯЗИ ВАРИАЦИЙ КАЖУЩЕГОСЯ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ С ДЕФОРМАЦИОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ, ПРОТЕКАЮЩИМИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Среди значительного количества предвестников землетрясений, а на сегодняшний день их известно около трехсот, особое место занимают вариации кажущегося удельного электрического сопротивления горных пород. О высокой чувствительности этого параметра к изменению напряженного состояния горных пород свидетельствуют, в первую очередь, результаты лабораторных исследований [3].

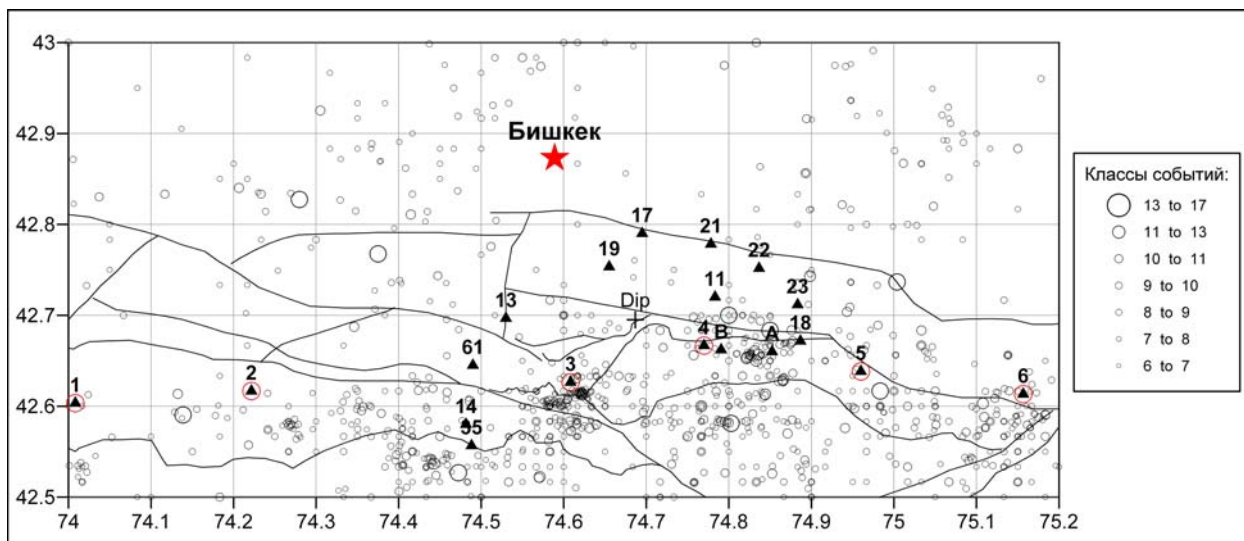
В условиях естественного залегания удельное электрическое сопротивление определяется количеством и минерализацией воды в порах и трещинах, трещиноватостью и пористостью породы, ее структурой и текстурой, температурой и давлением, т.е. именно теми факторами, которые претерпевают значительные изменения в процессе изменения напряженного состояния горных пород [3]. Таким образом, деформации порового пространства породы и перераспределение присутствующего в нем минерализованного раствора будут определять вариации электрического сопротивления при изменении напряженно-деформированного состояния среды, связанного, в том числе, с подготовкой землетрясения.

Существует немало способов получения информации об электрическом сопротивлении горных пород, слагающих участок исследований. Большая часть методов электроразведки пригодна для исследования изменений электрических параметров лишь самой верхней части разреза (десятки и первые сотни метров). Наибольший интерес вызывают те методы, с помощью которых можно получать информацию об интервале глубин, на которых располагаются гипоцентры землетрясений. Для Северного Тянь-Шаня, например, это интервал от поверхности до –20 км. Исследование этого интервала глубин становится возможным в результате применения электромагнитных зондирований с использованием достаточно мощных внешних источников возбуждения поля: частотного зондирования (ЧЗ) и зондирования становлением поля в дальней зоне (ЗСД). Эти методы и стали основным инструментом изучения состояния среды в пределах Бишкекского геодинамического полигона (БГП).

На начальном этапе исследований были проведены более двухсот зондирований в радиусе 60 км от Научной станции как методом ЧЗ, так и методом ЗСД (в модификации «диполь-диполь»), в результате которых были получены сведения о геоэлектрическом строении полигона и отобраны пункты для последующих режимных наблюдений. По результатам мониторинга первых лет были получены довольно интересные результаты, подтверждающие связь вариаций электрического сопротивления с деформационными процессами в земной коре. Об этом свидетельствуют, например, данные повторных измерений методом ЧЗ на одном из стационарных пунктов (3) с января 1986 г. по март 1987 г. (рисунок) и изменения деформаций в штольне геофизической обсерватории Института сейсмологии АН Киргизии за тот же период времени. Монотонное, в течение 10 месяцев, увеличение на графике ΔL кварцевого деформографа и и постоянное снижение значений ρ_k на пункте 3, расположенном недалеко от него, заканчиваются резким, скачкообразным возрастанием указанных параметров. Относительные изменения ΔL и ρ_k составили тогда более 70 %. Заметные изменения ρ_k наблюдались и на других пунктах мониторинга, причем аномальные эффекты на пункте 3 фиксировались на частотах от 8 до 4 Гц, соответствующих верхней части геоэлектрического разреза. На частоте 0.1 Гц скачок уже отсутствовал. Таким образом, аномалия деформации, зафиксированная в штольне, захватила лишь верхнюю часть разреза. Она не сопровождалась какой-либо активизацией сейсмичности. Налицо один из случаев, часто встречающихся в практике прогностических наблюдений, когда активные инструментально зафиксированные деформации не сопровождаются землетрясениями [2]. Несмотря на это, важным является сам факт связи вариаций электрического параметра с деформациями земной коры.

Развал Советского Союза и последующие проблемы с финансированием научных исследований привели к сворачиванию работ методом ЧЗ и резкому сокращению числа точек мониторинга. На сегодняшний день наблюдения с искусственным (контролируемым) источником возбуждения поля проводятся лишь методом ЗСД в модификации «диполь-диполь» (или АВ-MN), суть которого заключается в изучении неустановившегося поля, или поля переходных процессов, возбуждаемых в земле удаленным (искусственным) источником тока.

Многолетние наблюдения методом ЗСД на существующих в настоящее время шести стационарных и 14 полевых пунктах зондирований Бишкекского геодинамического полигона показали, что вариации ρ_k имеют сложную пространственно-временную картину. Уже в первые годы мониторинга стало ясно, что не все сейсмические события, а точнее, процессы их подготовки, находят отражение в вариациях ρ_k , а если события и отражаются, то по-разному: предстоящему землетрясению может сопутствовать как период снижения значений ρ_k , так и, наоборот, период его повышения; причем картина вариаций разного знака может наблюдаться на пунктах ЗСД (в том числе и на разных временах становления поля, или, иначе, на разных срезах глубин) применительно к одному и тому же событию. Следует добавить, что и продолжительность этих процессов во времени также неодинакова. Амплитуда происходящих изменений параметра ρ_k не всегда пропорциональна классу сейсмического события. Зачастую слабые события отмечаются более значительными аномальными эффектами, чем сильные. Вероятно, в большей степени это зависит от времени и местоположения очага будущего землетрясения. Довольно часто наблюдается картина значительных аномальных проявлений ρ_k , которая не сопровождается землетрясением. По всей видимости, в этом случае накопившаяся в земной коре энергия расходуется на пластические деформации горных пород, без образования разрывов, и, следовательно, не реализуется в виде землетрясения [2]. Все вышеперечисленные факты могут быть объяснены неоднородностью напряженно-деформированного состояния среды в пространстве и во времени.



Карта сейсмичности (период с 1987 по 2011 г.)

с вынесенными на нее пунктами электромагнитного мониторинга.

Стационары: 1 – Аксу; 2 – Шавай; 3 – Чонкурчак; 4 – Таш-Башат; 5 – Иссык-Ата; 6 – Кегеты.
 Рядовые пункты ЗСД: 11 – Норуз; 13 – Кашкасу; 14 – Ала-Арча ср.; 17 – Ала-Тоо; 18 – Тогузбулак;
 19 – Скважина 1152; 21 – Дачи; 22 – Серафимовка ниж.; 23 – Серафимовка верх.;
 35 – Ала-Арча верх.; А – Алмаз; В – База.

По вариациям кажущегося удельного электрического сопротивления, отражающим состояние геосреды на всем интервале зондирования, измеренным не по одному (как на большей части пунктов мониторинга), а по нескольким азимутам, можно судить о направлении действия силы в пункте наблюдения и ориентировке главных осей деформаций, что, собственно, и подтверждается результатами измерений на пунктах с расположением приемных линий MN в виде веера (Алмаз) и в виде сдвоенного креста (База), т.е. по четырем направлениям через 45° . Согласно полученным результатам, значения сопротивлений на обоих пунктах по всем направлениям различны, что объясняется анизотропностью среды по электрическим свойствам.

Графики относительных изменений кажущихся сопротивлений $\Delta\rho_k$ для различного времени становления поля, соответствующих разным эффективным глубинам зондирования и разным азимутам приемных диполей, свидетельствуют о том, что измеренные электрические сопротивления зависят от местоположения приемного диполя, его ориентировки и глубины зондирования (с увеличением времени становления поля увеличивается и глубина зондирования). Это означает, что локальные условия расположения приемных установок, а соответственно и локальные деформационные процессы являются определяющими. Это в первую очередь касается верхней части разреза, которая подвержена наиболее интенсивному воздействию приповерхностных деформационных процессов, не реализующих себя землетрясениями.

Перестройка данных $\Delta\rho_k$ в полярной системе координат для отдельных периодов наблюдения позволяет увидеть эллипсы анизотропии кажущегося электрического сопротивления и их изменения во времени. С учетом модели преобразования трещинного пространства при воздействии сжимающей силы [1], а также факта наличия парадокса анизотропии, анализ эллипсов анизотропии ρ_k позволяет определить направление действия силы в различные промежутки времени. Большие оси эллипсов анизотропии соответствуют направлению сжатия слоя земной коры, или, иначе, раскрытию микротрещин вдоль сжимающей силы, а малые оси эллипсов соответствуют направлению растяжения, а значит, закрытию микротрещин в ортогональном относительно сжимающей силы направлении. Различие в направлениях большой и малой осей эллипса анизотропии электрического сопротивления на разных глубинах земной коры можно объяснить в

рамках принятой модели только разным направлением действия сжимающей силы в разных горизонтах земной коры. Данный факт хорошо согласуется с геологической концепцией о тектонической расслоенности земной коры и свидетельствует о том, что реакция разных слоев земной коры на силы, воздействующие на регион, может быть разной [1, 4].

Согласно статистическому анализу направлений больших и малых осей эллипсов анизотропии ρ_k , отражающих действующие в геологической среде силы сжатия-растяжения, для приповерхностных слоев земной коры ($t=0.14$ с) азимут сжимающей силы равен 157.5° для п. Алмаз и преимущественно 112.5° для п. База. Сжатие происходит в северо-западном направлении. В нижних горизонтах ($t=0.86$ с и $t=3.14$ с) диапазоны изменений больших и малых осей эллипсов анизотропии (а значит, силы сжатия и растяжения) составляют соответственно $112.5\text{--}135^\circ$ и $22.5\text{--}67.5^\circ$. Сопоставление результатов исследования анизотропии электрических свойств за период с 2006 по 2008 г. с аналогичными данными по GPS-наблюдениям, проводившимся на пунктах Алмазы и Норус, расположенных соответственно вблизи пунктов электромагнитного мониторинга Алмаз и База, свидетельствует о наличии корреляции в распределении азимутов осей эллипсов анизотропии ρ_k и ΔL . Азимуты больших осей относительных изменений длин базисов (ΔL) на обоих GPS-пунктах в среднем имеют значение 45° , что свидетельствует о растяжении участка земной поверхности в этом направлении, а сжатие происходит в северо-западном направлении, по азимуту 135° . Кроме того, по результатам расчета механизмов очагов сейсмических событий (на основе данных сети KNET) и анализа сеймотектонических деформаций земной коры Северного Тянь-Шаня установлено, что преобладающим направлением для горизонтальных проекций осей сжатия Р является северо-северо-западное, а для осей растяжения Т – восточно-северо-восточное, причем с глубиной такое положение вышеуказанных осей меняется незначительно [5, 6].

Литература

1. Брагин В.Д., Мухамадеева В.А. Изучение анизотропии электрического сопротивления в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами // Материалы Четвертого международного симпозиума «Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы». Бишкек, 2009. Вып. 4. С. 74–84.
 2. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях / Отв. ред. Е.П. Велихов, В.А. Зейгарник М.: Наука, 1993. 158 с.
 3. Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 192 с.
 4. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
 5. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадеева В.А. Сеймотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62–78.
 6. Bogomolov L., Bragin V., Fridman A., Makarov V., Sobolev G., Polyachenko E., Schelochkov G., Zeigarnik V., Zubovich A. Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the central Tien Shan territory // Tectonophysics. 2007. V. 431. P. 143–151.
-

А.А. Никонов¹, М.В. Родкин², С.В. Шварев¹

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

ОЦЕНКА ПИКОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ МАССОВЫХ СКОРОСТЕЙ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ ПО СЕЙСМОГЕННЫМ СМЕЩЕНИЯМ БЛОКОВЫХ ОТДЕЛЬНОСТЕЙ И НАРУШЕНИЯМ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Ранее, в ходе полевых исследований скальных обнажений на юго-востоке Фенноскандинавского кристаллического щита, авторами были выявлены следы палеосейсмических воздействий, в том числе в виде примеров разрушений выступающих скальных массивов и смещений скальных отдельностей различного размера на поверхности массивов. Сделана попытка параметризации сильных сейсмических воздействий в терминах интенсивности и магнитуды землетрясения и максимальных массовых скоростей в сейсмической волне. Использованы два независимых подхода: путем сопоставления с аналогичными примерами, отмеченными за период инструментальных наблюдений, а также с близкими типами разрушений по существующим сейсмическим шкалам (1) и путем оценки величин физических воздействий по характеру разрушений и величинам смещений скальных отдельностей (2). В рамках первого подхода были описаны примеры перемещения и подбрасывания различного рода предметов и раскрытия трещин в скальных массивах, наблюдавшиеся в зонах сейсмических воздействий силой VIII–X баллов. По аналогии, рассматривались также нарушения, развивающиеся в наиболее массивных сооружениях, сравнимых по своим свойствам со скальными массивами. В рамках второго подхода была проведена систематизация наблюдаемых локальных нарушений скальных массивов со значительными смещениями блоков породы. Эти последние были представлены рядом типовых моделей, описывающих ситуации сейсмогенного перемещения отдельных скальных блоков под воздействием подошедшей сейсмической волны с массовой скоростью (скоростью смещения поверхности Земли) величиной V . Полученные при этом оценки величин массовых скоростей, способных привести к зафиксированным натурным эффектам, оказались, однако, неожиданно большими, до 3 м/с и более. Столь большие значения не позволили, как изначально предполагалось, приписать исследуемым сейсмическим воздействиям значения балльности (и магнитуды) на основе существовавших макросейсмических шкал (MSK-64, MMSK-86 и др.). Полученные высокие значения массовых скоростей не могли объясняться и топографическим фактором. Действительно, значительные топографические эффекты (с усилением колебаний в три раза и более) имеют относительный характер и связаны с величиной отношения амплитуды на вершине к значению у подножия выступов рельефа. Рост же амплитуды по отношению к фоновому уровню существенно меньше и редко превышает 1.5 (максимум два) раза. Такое превышение значимо, но явно недостаточно для объяснения полученных значений скоростей в 3 м/с и более, тем более что распространение нарушений не ограничивается только привершинными участками.

При сопоставлении полученных оценок значений массовых скоростей с данными по сильным движениям и по взрывам оказалось, что такие значения редко, но достаточно регулярно фиксируются в очаговых зонах землетрясений с $M > 6$ и вполне типичны для случая взрывов. При этом показано, что типичные значения массовых скоростей при землетрясениях и взрывах в зависимости от нормированного на энергию источника расстояния до источника формируют общее облако точек, что допускает их совместную интерпретацию. На основании анализа совокупности данных о величинах массовых скоростей для разных значений приведенного расстояния до источника при землетрясениях и взрывах рассчитана осредненная типовая зависимость величин массовых скоростей от приведенного расстояния до источника сейсмических колебаний.

Разный наклон зависимости величин массовых скоростей от приведенного расстояния для типичных данных по взрывам и по землетрясениям естественным образом объясняется высоким поглощением упругих волн большой амплитуды, когда часть энергии тратится на разрушение и микроразрушение горных пород.

На основе такой осредненной зависимости составлена номограмма, представляющая для типовых значений массовых скоростей V совокупность пар точек, характеризующих магнитуду события и расстояние до источника. В представляющей наибольший интерес ближней зоне землетрясений получаемые значения следует трактовать как магнитуду ближайшего субочага и как расстояние до этого субочага соответственно.

На основании проведенных исследований магнитуды порождающих сейсмодислокации палеоземлетрясений в Фенноскандии оценены в пределах от 6.0 до 7.9. Такие значения магнитуды существенно превышают магнитуды землетрясений, инструментально зарегистрированных в Фенноскандии за последнее столетие, но близки к указываемым в литературе значениям для периода быстрого распада покровного оледенения и, соответственно, быстрого гляциоизостатического воздымания западных районов Фенноскандии.

Для одного из рассмотренных детально ключевых участков выявлено существование двух субпериодических систем трещин отрыва, ориентированных параллельно свободным поверхностям скального массива (поверхности Земли и вертикальной плоскости скальной стенки). Рассматривается вопрос, не могло ли появление таких систем растрескивания объясняться достижением предела прочности на растяжение при удвоении амплитуды волны растяжения вследствие наложения подходящей и отраженной от свободной поверхности сейсмических волн.

Сравниваются оценки магнитуд порождающих нарушения землетрясений, полученные в результате применения первого и второго (указанных выше) подходов. Значения, получаемые вторым методом, в большинстве случаев оказываются выше на 0.5 и даже (в ряде случаев) на единицу магнитуды. Полученное различие указывает на необходимость уточнения используемых подходов.

А.П. Ордынская, Ю.А. Бержинский
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ СОГЛАСНО АКТУАЛИЗИРОВАННОЙ РЕДАКЦИИ НОРМ ПРОЕКТИРОВАНИЯ И СТРОИТЕЛЬСТВА В СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЙОНАХ РОССИИ

Под актуализацией подразумевается подготовка редакции СНиП с сохранением его в целом и адаптацией минимума его положений применительно к обеспечению сейсмостойкости современных сооружений. В настоящей актуализации норм СНиП II-7-81* разработчики не ставили своей задачей концептуальный пересмотр норм проектирования, а придерживались принципа сохранения преемственности действующей и актуализированной версии СНиП, с некоторым уточнением отдельных положений. Актуализированной редакции СНиП предшествовали нормы проектирования и строительства в сейсмических районах, действовавшие на территории нашей страны: СНиП II-A.12-69* [1]; СНиП II-7-81; СНиП II-7-81* [2]; Международные строительные нормы СНГ (проект) 2002 г.; СНиП (проект) 2007 г.; Актуализированная редакция СНиП II-7-81* 2011 г.; СП 14.13330.2011 (последняя редакция) [3].

Актуализированная редакция СНиП II-7-81* разработана Центром исследований сейсмостойкости сооружений ЦНИИСК им. В.А. Кучеренко. Приказом Минрегиона России она введена в действие с 20 мая 2011 г. В разработке Актуализированной редакции

сейсмических норм принимали участие специалисты ведущих научно-исследовательских и проектных институтов: Института физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Института земной коры СО РАН, ЦНИИЭП жилища, ОАО «Иркутский Промстройпроект» и др.

Все перечисленные нормы содержат обязательный раздел по определению расчетной сейсмической нагрузки и требования к расчетам конструкций и основанию зданий и сооружений на нагрузки с учетом сейсмических воздействий. Величина сейсмической нагрузки в предположении упругого деформирования конструкций определяется как произведение величины массы на приведенное ускорение и несколько коэффициентов, учитывающих назначение сооружений, уровень его ответственности, допускаемые повреждения в здании, коэффициенты сейсмичности, динамичности, затухания (способность здания к рассеиванию энергии), коэффициент, зависящий от формы деформации здания или сооружения при его собственных колебаниях. Количество сомножителей (параметров-коэффициентов) в формулах для определения расчетной сейсмической нагрузки на здания и сооружения в разных редакциях СНиП составляет от 4 до 9.

Анализ величин расчетной сейсмической нагрузки в зависимости от редакции СНиП продемонстрируем на простейших примерах: 2-этажного здания детского сада и 9-этажного крупнопанельного жилого дома в городах Иркутске и Ангарске. Сейсмичность по картам ОСР-97 (А, В, С) для г. Иркутска – 8, 9, 9 баллов; для г. Ангарска – 8, 8, 9 баллов. По картам ОСР-78 сейсмичность Иркутска – 8₂, Ангарска – 7₂. Сейсмичность территории Ангарска с 2000 г. повысилась на один балл шкалы MSK-64.

Здание детского сада относится к категории повышенной ответственности, сейсмичность района соответствует карте ОСР-97 В: для Иркутска – 9 баллов, для Ангарска – 8 баллов. Тип здания – железобетонный каркас; расчетная динамическая модель здания – двухмассовая консольная система с одинаковыми массами в уровнях перекрытий и периодом колебаний менее 0.4 с, форма собственных колебаний – 1.2 и 0.6.

Для 9-этажного крупнопанельного жилого дома расчетная динамическая модель здания принята в виде консольной системы с одинаковыми массами в уровнях перекрытий. Период колебаний по I форме 0.35 с, форма собственных колебаний представлена вектором 9-го порядка (1.50, 1.17, 0.88, 0.66, 0.43, 0.26, 0.14, 0.05, 0.00).

Величины перерезывающих сейсмических нагрузок на здания в уровне заделки, равные суммам поэтажных расчетных сейсмических сил, и их сравнение в относительной форме по разным редакциям СНиП представлены в таблице.

Результаты, представленные в таблице, свидетельствуют о существенном увеличении расчетной сейсмической нагрузки на здания и сооружения в результате актуализации норм сейсмостойкого строительства. Так, для г. Иркутска расчетные сейсмические нагрузки на жилые дома увеличились в 3.0–4.2 раза; на детсады – в 3.0–4.5 раза (для Актуализированной редакции 2011 г. – в 6.3 раза). Для г. Ангарска увеличение сейсмических нагрузок составило на жилые дома в 3.0 раза; на детсады – в 2.2 раза (2.7 раза для редакции 2011 г.). Основная причина столь существенного увеличения расчетных сейсмических нагрузок на здания массовой застройки заключается в том, что с введением карт ОСР-97 (А, В, С) и Актуализированной редакции СНиП II-7-81* (СП 14.13330.2011) количественные характеристики, определяющие ответственность зданий и сооружений, назначаются трижды:

1. при выборе категории карты из комплекта (А, В, С):
2. в зависимости от назначения здания согласно таблице 3 СП 14.13330.2011 – коэффициент $K_0=2.0, 1.5, 1.0$;
3. при выборе коэффициента сочетаний карт А, В и С – коэффициент K_A величиной от 1.1 до 1.5 (таблица 4 СП 14.13330.2011).

Необходимо отметить, что в двух последних редакциях Актуализированного СНиПа [3, таблица 4], коэффициенты K_A исключены из текста нормативных документов (7 и 8-я строки таблицы). Произвольные манипуляции с коэффициентами, существенно

влияющими на уровень расчетной сейсмической нагрузки, свидетельствуют об отсутствии четкой научно-методической концепции при проведении актуализации нормативного документа. Манипулирование величинами коэффициентов стало возможным, в том числе, из-за того, что многие из них не имеют четкого физического смысла и базируются, по существу, на экспертных методах оценки, что отмечается многими исследователями.

Расчетные сейсмические нагрузки на здания
по различным редакциям СНиП (в относительной форме)

№ п/п	Редакции СНиП	Сейсмичность городов по картам ОСР-97	Величины расчетных сейсмических нагрузок / mg			
			г. Иркутск		г. Ангарск	
			2-эт. детсад	9-эт. жил. дом	2-эт. детсад	9-эт. жил. дом
1	СНиП II-A.12-69*	Иркутск – 8 Ангарск – 7	1.28	1.00	0.67	0.50
2	СНиП II-7-81	Иркутск – 8 ₂ Ангарск – 7 ₂	1.76	2.95	0.71	1.50
3	СНиП II-7-81* (2000 г.)	Иркутск – 8,9,9 Ангарск – 8,8,9	3.00	2.67	1.50	2.67
4	Строительные нормы СНГ (проект) 2002 г.	Иркутск – 8,9,9 Ангарск – 8,8,9	2.90	4.57	1.95	3.00
5	СНиП (проект) 2007 г.	Иркутск – 8,9,9 Ангарск – 8,8,9	3.00	3.67	1.55	3.67
6	Актуализированная редакция СНиП II-7-81* 2011 г. 1) Если не использовались результаты сейсмического микрорайонирования участка строительства	Иркутск – 8,9,9 Ангарск – 8,8,9	6.30	4.24	2.71	3.67
			4.50	3.00	2.25	3.00
7	СП 14.13330.2011 Дата 20.05.2011 г.	Иркутск – 8,9,9 Ангарск – 8,8,9	4.50	4.25	2.25	3.00
8	СП 14.13330.2011 Дата 10.04.2012 г.	Иркутск – 8,9,9 Ангарск – 8,8,9	4.50	3.00	2.25	3.00

Примечание. За базовую величину сейсмической нагрузки, равную 1.00, принята нагрузка на 9-этажный жилой дом в г. Иркутске согласно СНиП II-A.12-69*. Расчетная сейсмичность территории г. Ангарска принята равной 7 баллам до 2000 г. и 8 баллам с 2000 г.

Повышение уровня расчетной сейсмической нагрузки в процессе актуализации не сопровождается экономическим анализом возрастания затрат на сейсмостойкое строительство, как это принято при пересмотре норм. Кстати, во времена существования Госстроя СССР, а эта весьма бюрократизированная структура сумела создать одну из лучших в мире систем технического нормирования в строительстве, вопросы экономики сейсмостойкого строительства при пересмотре нормативов контролировались весьма жестко.

Если перевести проблемы актуализации в практическую плоскость, то возникают как минимум два вопроса.

Первый. Известно, что существующий фонд детских садов возведен в основном до 1990 года, т.е. соответствует нормам СНиП II-7-81 (расчетное ускорение основания для 8 баллов составляет 0.2 g). Анализ таблицы показывает, что уровень сейсмостойкости вновь

проектируемых детсадов должен быть повышен с 8 до 9–10 баллов, что вряд ли оправдано с экономической точки зрения для 2-этажных зданий.

Второй вопрос. Что делать с существующим фондом детских садов? Ведь отставание от современных норм, т.е. дефицит их сейсмостойкости, возрастет на 1–2 балла. Если проводить сейсмоусиление зданий дошкольных учреждений, то за счет каких средств это делать? Как известно, потребность в дополнительных местах в детсадах в Иркутской области оценивается в 78 тысяч, две трети из которых приходятся на сейсмические районы области.

Актуализация действующих нормативов в строительстве объективно назрела, однако ее проведение требует соблюдения принципов преемственности и экономической целесообразности. Статью принято заканчивать выводами, а хочется завершить вопросом. Коллеги, а мы (из лучших побуждений, разумеется) не «пересолили» ли Актуализированную редакцию СНиП II-7-81* в части прироста расчетной сейсмической нагрузки на здания?

Литература

1. СНиП II-A.12-69*. Строительство в сейсмических районах. Строительные нормы и правила. М.: Стройиздат, 1970. 64 с.
2. СНиП II-7-81*. Строительство в сейсмических районах. Строительные нормы и правила. М.: Госстрой России, ГУП ЦПП, 2000. 45 с.
3. Актуализированная редакция СНиП II-7-81* (СП 14.13330.2011). М.: Минрегион России, 2010. 90 с.

Н.П. Перевалова¹, С.В. Воейков¹, Э.И. Астафьева^{1,5}, А.С. Жупитяева⁴, В.А. Саньков²,
Ю.Б. Башкуев³, М.Г. Дембелов³

¹ *Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия*

² *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

³ *Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

⁴ *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

⁵ *Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France*

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ ИОНОСФЕРЫ ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БЛИЗКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ И ЯПОНИИ

Исследования поведения ионосферы с помощью системы GPS не выявили заметных изменений в вариациях полного электронного содержания (ПЭС), обусловленных Култукским землетрясением, которое произошло 27 августа 2008 г. и стало сильнейшим сейсмическим событием в пределах Байкальской впадины за последние ~50 лет [1]. В то же время эффекты более сильных землетрясений (с $M_w \geq 6.5$) в вариациях ПЭС регистрировались неоднократно [2]. В связи с этим представляло интерес проведение анализа появления откликов ПЭС на умеренные ($M_w < 6.5$) землетрясения в различных сейсмически активных районах земного шара. В настоящей работе такой анализ был выполнен для умеренных землетрясений близкой интенсивности в Байкальском регионе и Японии.

Изучение откликов ионосферы на землетрясения проводилось на основе данных вариаций ПЭС, рассчитанного по двухчастотным фазовым измерениям приемников GPS, расположенных в зоне землетрясений. Для исследования выбирались непрерывные ряды вариаций ПЭС длительностью от 3 до 5 часов. С целью выделения возмущений, вызванных землетрясением, исходные ряды ПЭС подвергались сглаживанию с временным окном 2 мин и удалению линейного тренда с временным окном 10 мин. Вариации ПЭС в день землетрясения сравнивались с поведением ПЭС в предыдущий и последующий дни.

В Байкальском регионе использовались данные GPS-станций IRKT, IRKM, NOVМ, ULAB, входящих в Международную сеть IGS (<http://sopac.ucsd.edu>), а также станции BADG, расположенной в урочище Бадары в обсерватории ИПА РАН (www.ipa.nw.ru) и станции ULAZ в г. Улан-Удэ (ИФМ СО РАН). Для анализа были выбраны девять наиболее крупных землетрясений, зафиксированных в Байкальском регионе в 1999–2012 гг., эпицентры которых располагались вблизи станций GPS. Характеристики землетрясений получены на сайтах <http://www.seis-bykl.ru>, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>, <http://www.globalcmt.org/> и приведены в табл. 1. В Японии использовались данные станций AIRA, CHAN, DAEJ, SHAO, SUWN, TSKB, USUD Международной сети IGS (<http://sopac.ucsd.edu>). Были проанализированы восемь землетрясений с магнитудой от 6.0 до 6.5, зарегистрированных 12 – 15 марта 2011 г. (табл. 2).

Таблица 1. Характеристики землетрясений в Байкальском регионе

Дата Время UT/LT	Широта, долгота, °	Mw Класс	Механизм очага	Кр
25.02.2010 04:27/11:27	52.19 105.90	4.1 11.8	-	6+
16.03.2010 06:11/12:11	51.17 97.08	4.2 12.3	-	7
17.09.2003 02:59/08:59	51.75 101.46	4.6 13.7	-	45
19.03.2010 09:30/16:30	54.49 110.11	5.3 13.9	Механизм сбросового типа с северо-восточным простиранием плоскостей разрывов в очаге.	6+
25.02.1999 18:58/01:58	51.64 104.82	5.9 14.6	<i>Южно-Байкальское землетрясение.</i> Механизм сбросового типа с северо-восточным простиранием плоскостей разрывов в очаге.	11
10.11.2005 19:29/03:29	57.37 120.77	5.9 15.7	Механизм сбросового типа с северо-восточным простиранием плоскостей разрывов в очаге.	4
27.08.2008 01:35/08:35	51.62 104.06	6.3 15.9	<i>Култукское землетрясение.</i> Механизм сбросового типа с существенной сдвиговой составляющей. Левосторонний сдвиг по близширотной плоскости и правосторонний – по северо-восточной плоскости.	6
27.12.2011 15:21/21:21	51.84 95.91	6.7	<i>Тувинское землетрясение.</i> Механизм сдвигового типа. Плоскости разрыва имеют СЗ-ЮВ (правый взбросо-сдвиг) и субширотное (левый взбросо-сдвиг) простирание.	0
26.02.2012 06:17/12:17	51.76 96.06	6.6 16.3	<i>Тувинское землетрясение.</i> Механизм сдвиго-взбросового типа. Плоскости разрывов имеют СЗ-ЮВ и субширотное простирание.	14-

Таблица 2. Характеристики землетрясений в Японии

Дата Время UT/LT	Широта, долгота, °	Mw	Механизм очага	Кр
15.03.2011 13:31/22:31	35.27 138.58	6.0	Механизм сдвигового типа с крутыми плоскостями разрывов в очаге северо-восточного и северо-западного простирания.	1+
12.03.2011 23:24/08:24	38.05 141.72	6.1	Механизм взбросового типа с пологой и крутой плоскостями разрывов в очаге субмеридионального и северо-восточного простирания.	21+
14.03.2011 06:12/15:12	37.78 142.46	6.1	Механизм сдвиго-сбросового типа с северо-восточной крутой и северо-западной пологой плоскостями разрывов.	5+
15.03.2011 13:27/22:27	37.58 142.24	6.1	Механизм сдвиго-взбросового типа с субвертикальной плоскостью СЗ простирания и субгоризонтальной СВ простирания.	1+
15.03.2011 15:23/00:23	40.33 143.29	6.1	Механизм взбросового типа с пологой и крутой плоскостями разрывов в очаге субмеридионального простирания.	1+
12.03.2011 13:15/22:15	37.25 141.16	6.2	Механизм взбросового типа с пологой и крутой плоскостями разрывов северо-восточного простирания.	21+
13.03.2011 01:26/10:26	35.72 141.64	6.2	Механизм сбросового типа с пологой и крутой плоскостями разрыва в очаге северо-западного простирания.	13
12.03.2011 01:47/10:47	37.59 142.65	6.5	Механизм сбросового типа с пологой плоскостью разрыва субмеридионального простирания и крутой – северо-восточного.	21+

В табл. 1 и табл. 2 приведены также значения индекса K_p , характеризующего уровень геомагнитной активности (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp>). За исключением одного дня (17.09.2003 г.), когда наблюдалось слабое возмущение ($K_p=45$), геомагнитная обстановка была спокойной ($K_p \leq 24$), что способствовало выделению возмущений сейсмического происхождения.

Анализ экспериментальных данных показал, что в Байкальском регионе землетрясения с $M_w < 6.6$ не вызвали заметных изменений в поведении ПЭС: амплитуда колебания ПЭС после землетрясения не превышала уровня фоновых флуктуаций. После двух наиболее крупных событий (Тувинские землетрясения 27.12.2011 г., $M_w=6.7$, и 26.02.2012 г., $M_w=6.6$) на отдельных лучах "приемник-спутник" были зарегистрированы волновые возмущения ПЭС с малой амплитудой (0.02–0.06 TECU) и периодом ~ 10 мин. Спокойная геомагнитная обстановка свидетельствует о том, что данные возмущения не связаны с магнитными бурями. Другим возможным источником таких возмущений может быть солнечный терминатор (СТ). К сожалению, для Байкальского региона пространственно-временные характеристики волн, генерируемых СТ, совершенно не изучены. Основываясь на данных, полученных для США и Японии [3], можно сказать, что возмущения 26.02.2012 г. не связаны с СТ, так как наблюдались после полудня. Кроме того, амплитуда возмущений ПЭС 27.12.2011 г. и 26.02.2012 г. существенно ниже характерной амплитуды терминаторных волн, составляющей 0.1–0.2 TECU. Все это дает основание предполагать, что данные возмущения являются откликами на землетрясения. Зарегистрированные возмущения ПЭС наблюдались на расстояниях 500–800 км от эпицентра, горизонтальная скорость их перемещения составляла около 200 м/с, что близко к скорости звука в нижней атмосфере.

Землетрясения в Японии, после которых возмущения ПЭС, превышающие фоновый уровень, не зарегистрированы ни на одном из лучей "приемник-спутник", выделены серым цветом в табл. 2. Для всех других землетрясений из табл. 2 (независимо от их магнитуды) на многих лучах "приемник-спутник" в вариациях ПЭС присутствовали довольно интенсивные колебания с амплитудой ~ 0.1 TECU и периодом около 10 мин. Как правило, подобные колебания наблюдались и в контрольные дни. В некоторых случаях возмущения имели форму волновых пакетов с длительностью около 1 ч. Подобная картина характерна для волн, генерируемых солнечным терминатором. Действительно, все рассматриваемые события (строки без заливки в табл. 2) относятся к утренним или вечерним часам местного времени LT. Рассчитанное нами время восхода и захода Солнца на высоте максимума ионизации $h_{\max}=300$ км в исследуемом регионе (широта 35°N) составило 04:43 LT и 19:16 LT, соответственно. Как показано в [3], в весенний период регистрация волновых пакетов в районе Японии начинается примерно за час до появления вечернего солнечного терминатора, а максимальное число пакетов наблюдается спустя 3–4 ч после его прохождения. В утреннее время весной волны появляются спустя ~ 4 ч после прохождения утреннего СТ и наблюдаются течение 3–4 ч [3]. Таким образом, в периоды 08–12 LT и 18–23 LT в марте 2011 г. в Японии наиболее велика вероятность появления волн, генерируемых солнечным терминатором. Зарегистрированные нами в эти периоды возмущения ПЭС, с большой вероятностью, представляют собой отклики на прохождение СТ. Выделить на их фоне более слабые эффекты землетрясений с помощью простых визуальных методов не удастся.

В результате проведенных исследований установлено отсутствие в поведении ПЭС заметных откликов на землетрясения с магнитудой $M_w < 6.5$. При этом отклики не наблюдаются ни при горизонтальных смещениях земной поверхности (преобладание сдвиговой составляющей в механизме очага; землетрясения 27.12.2011 г. и 26.02.2012 г. в Байкальском регионе и 14.03.2011 г. в Японии; табл.1 и табл. 2), ни при вертикальных (преобладание сбросовой или взбросовой составляющей в механизме очага; землетрясения 25.02.1999 г., 10.11.2005 г., 19.03.2010 г. в Байкальском регионе и 15.03.2011 г. в Японии; табл.1 и табл. 2). После двух землетрясений с магнитудами 6.6–6.7 (27.12.2011

г. и 26.02.2012 г.; Байкальский регион; табл.1) в вариациях ПЭС зарегистрированы слабые возмущения. На наш взгляд, отклики на эти землетрясения могли быть более выражены, если бы в механизмах очагов обоих землетрясений не преобладала сдвиговая составляющая. Таким образом, одну из главных ролей в формировании отклика ионосферы на землетрясение играет магнитуда, которая служит мерой энергии, выделившейся в очаге. Влияние механизма очага на ионосферный отклик требует дальнейших исследований.

Авторы выражают благодарность ИПА РАН за предоставление данных станции BADG и сотрудникам Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) за предоставление данных глобальной сети приемников GPS. Работа выполнена при поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 11, гранта РФФИ № 10-05-00113-а, а также Министерства образования и науки Российской Федерации (Госконтракты № 16.518.11.7097, № 14.740.11.0078).

Литература

1. Жеребцов Г.А., Перевалова Н.П., Астафьева Э.И., Воейков С.В., Ясюкевич Ю.В., Саньков В.А., Лухнев А.В., Ашурков С.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Буянова Д.Г., Нагуслаева И.Б. Исследование геодинамических и ионосферных возмущений во время Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Журнал радиоэлектроники. Материалы Российской научной конференции "Зондирование земных покровов радарными с синтезированной апертурой" (06 – 10 сентября 2010 г., г. Улан-Удэ). 2010. С. 205–219.
2. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: Изд-во ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАН, 2006. 480 с.
3. Едемский И.К., Воейков С.В., Ясюкевич Ю.В. Сезонные и широтные вариации параметров волновых возмущений МГД-природы, генерируемых солнечным терминатором // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 4. С. 107–116.



Н.П. Перевалова¹, В.А. Саньков²

¹ Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ЭФФЕКТЫ ЛИТОСФЕРНО-ИОНОСФЕРНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ

Изложены результаты экспериментальных исследований проявления землетрясений в верхней атмосфере Земли, обсуждаются современные представления о механизмах формирования ионосферных возмущений, связанных с сейсмической активностью. Землетрясение представляет собой комплексный источник акустического и электромагнитного воздействия на ионосферу. Эффекты землетрясений в вариациях ионосферных параметров изучаются более 50 лет. В исследованиях сейсмоионосферных эффектов можно выделить два основных направления: изучение откликов ионосферы на землетрясения и поиск предвестников землетрясений.

Возникающие вследствие землетрясения вертикальные смещения земной поверхности возбуждают в нейтральной атмосфере внутренние волны, амплитуда которых растет с высотой вследствие уменьшения плотности атмосферы. При благоприятных условиях такие волны могут достигать высот 100–400 км и вызывать возмущения ионосферной плазмы за счет взаимодействия нейтральной и заряженной компонент. Наиболее часто внутренние атмосферные волны проявляются в ионосфере в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). После пионерских работ [1, 2], сообщивших о регистрации атмосферных волн и возмущений в ионосфере, вызванных мощным землетрясением на Аляске (28.03.1964 г., $M_w=8.5$), ПИВ были обнаружены для ~40 крупных (магнитуды от 6.5 до 9.0) землетрясений. Наиболее подробно изучены

ионосферные отклики на землетрясения в Калифорнии (17.01.1994 г., $M_w=6.7$) [3], в Японии (25.09.2003 г., $M_w=8.3$) [4, 5 и др.], у острова Суматра (26.12.2004 г., $M_w=9.0$) [6, 7 и др.], вблизи Курильских островов (15.11.2006 г., $M_w=8.3$; 13.01.2007 г., $M_w=8.1$) [8, 9 и др.]. В настоящее время особое внимание уделяется всестороннему изучению эффектов землетрясения в Японии 11 марта 2011 г. [10, 11 и др.]. Как правило, ионосферные возмущения регистрируются вблизи эпицентра землетрясения через 10–15 мин после основного толчка. Периоды таких возмущений различны для разных землетрясений и меняются в пределах от 190 до 600 с. Во многих случаях ионосферный отклик на землетрясение имеет N-образную форму, которая соответствует классической форме ударной акустической волны (волны сжатия-разряжения) [4–6, 8].

До середины 90-х годов изучение ПИВ сейсмического происхождения проводилось с помощью методов вертикального, наклонного, доплеровского зондирования. С 1995 г. [3] для регистрации откликов ионосферы на землетрясения используется система GPS, которая обеспечивает более высокое пространственное и временное разрешение данных. С помощью GPS на примере двух событий в Японии (25.09.2003 г. и 11.03.2011 г.) было показано, в частности, что ионосферное возмущение, вызванное мощным землетрясением, представляет собой кольцевую волну, расходящуюся от эпицентра [4, 5, 10, 11 и др.]. Современные работы в этом направлении ориентированы на использование возможностей плотных сетей GPS-приемников (таких, как в США, Японии, Европе) и развитие технологий 2D-, 3D-картирования сейсмических волн в атмосфере [5, 7]. Данные технологии позволяют получать изображения и проводить анализ волнового поля возмущений над зоной землетрясения, а также детектировать слабые отклики ионосферы на цунами, образующиеся в результате землетрясений. Актуальным в настоящее время является вопрос о влиянии магнитуды землетрясения и механизма очага на формирование отклика в ионосфере. Можно ожидать, что к возбуждению внутренних волн в атмосфере, вызывающих ионосферные возмущения, приводят только вертикальные смещения земной поверхности. Вполне вероятно также, что при малых магнитудах сейсмической энергии окажется недостаточно для генерации атмосферных волн, способных проникнуть на высоты ионосферы и вызвать образование ПИВ, различимых на уровне фоновых флуктуаций. Однако до сих пор этим вопросам не уделялось особого внимания, и они требуют тщательного изучения.

Ионосферные предвестники землетрясений вызывают повышенный интерес многих исследователей уже в течение нескольких десятков лет. В качестве предвестников рассматриваются аномальные возмущения параметров полей и плазмы, генерируемые в атмосфере и ионосфере за часы, дни, недели до начала землетрясения. Предвестники предполагается использовать в качестве физической основы для построения системы прогнозирования и предупреждения землетрясений. Существует теоретическое обоснование возможности связей геодинамических и ионосферных процессов на стадии подготовки землетрясений [12]. Имеется огромное количество работ, сообщающих о регистрации долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных предвестников в вариациях параметров E- и F-областей ионосферы [13–15 и др.], полного электронного содержания [16, 17 и др.], электрического и магнитного полей [12, 18 и др.], ионного состава и температуры плазмы в ионосфере [19 и др.], параметров сигналов СДВ и КВ радиостанций на трассах, проходящих через зоны землетрясений [20, 21 и др.]. В то же время ряд исследований [22–24 и др.] показали, что возмущения ионосферных параметров, которые могут быть приняты за предвестники землетрясений, часто отражают изменения, связанные с различными циклами солнечной активности, геомагнитными возмущениями, лунными приливами, планетарными волнами, погодной активностью и т.п. Кроме того, характер проявления предвестника может зависеть от состояния окружающей среды. В связи с этим выделение предвестников землетрясений в вариациях ионосферных параметров представляет собой достаточно сложную задачу, оно должно базироваться на анализе длинных (не менее года) рядов наблюдений, учитывать как глобальную динамику

ионизации, так и ее региональные особенности, проводится в тесной связи с изучением поведения индексов солнечной и геомагнитной активности, метеорологических параметров.

Работа выполнена при поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 11 и Министерства образования и науки РФ (госконтракты № 16.518.11.7097, № 14.740.11.0078).

Литература

1. Bolt B.A. Seismic airwaves from the great Alaska earthquake // *Nature*. 1964. V. 202. P. 1095–1096.
2. Davies K., Baker D.M. Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964 // *Journal Geophys. Res.* 1965. V. 70. P. 2251–2253.
3. Calais E., Minster J.B. GPS detection of ionospheric perturbations following the January 17, 1994, Northridge earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22, № 9. P. 1045–1048.
4. Afraimovich E.L., Astafieva E.I., Kirushkin V.V. Localization of the source of ionospheric disturbance generated during an earthquake // *Intern. Journal of Geomagnetism and Aeronomy*. 2006. V. 6, № 2. doi:10.1029/2004GI000092.
5. Rolland L.M., Lognonné P., Munekane H. Detection and modeling of Rayleigh wave induced patterns in the ionosphere // *Journal Geophys. Res.* 2011. V. 116. A05320.
6. Astafyeva E.I., Afraimovich E.L. Long-distance propagation of traveling ionospheric disturbances caused by the great Sumatra-Andaman earthquake on 26 December 2004 // *Earth, Planets and Space*. 2006. V. 58, № 8. P. 1025–1031.
7. Lognonné P., Artru J., Garcia R., Crespon F., Ducic V., Jeansou E., Occhipinti G., Helbert J., Moreaux G., Godet P.-E. Ground-based GPS imaging of ionospheric post-seismic signal // *Planetary and Space Science*. 2006. V. 54, № 5. P. 528–540.
8. Astafyeva E., Heki K. Dependence of waveform of near-field coseismic ionospheric disturbances on focal mechanisms // *Earth, Planets, Space*. 2009. V. 61. P. 939–943.
9. Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Ионосферный отклик на подводные Курильские землетрясения по наблюдениям со спутников GPS // *Исследование Земли из космоса*. 2011. № 1. С. 30–38.
10. Tsugawa T., Saito A., Otsuka Y., Nishioka M., Maruyama T., Kato H., Nagatsuma T., Murata K.T. Ionospheric disturbances detected by GPS total electron content observation after the 2011 Tohoku Earthquake // *Earth, Planets and Space*. 2011. V. 63, № 7. P. 875–879.
11. Куницын В.Е., Нестеров И.А., Шалимов С.Л. Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS // *Письма в ЖЭТФ*. 2011. Т. 63, № 8. С. 657–661.
12. Pulnits S., Boyarchuk K. *Ionospheric precursors of earthquakes*. Berlin: Springer-Verlag, 2004. 315 p.
13. Gaivoronskaya T.V., Zelenova T.I. The effect of seismic activity on F2-layer critical frequencies // *Journal Atmos. Terr. Phys.* 1991. V. 53, № 6–7. P. 649–652.
14. Liu J.Y., Chen Y.I., Pulnits S.A., Tsai Y.B., Chuo Y.J. Seismo-ionospheric signatures to M=6.0 Taiwan earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27, № 19. P. 3113–3116.
15. Корсунова Л.П., Хегай В.В. Анализ сейсмоионосферных возмущений на цепочке японских станций вертикального зондирования ионосферы // *Геомагнетизм и аэрномия*. 2008. Т. 48, № 3. С. 407–415.
16. Pulnits S.A., Kotsarenko N., Ciraolo L., Pulnits I.A. Special case of ionospheric day-to-day variability associated with earthquake preparation // *Adv. Space Res.* 2007. V. 39. P. 970–977.
17. Le H., Liu J.Y., Liu L. A statistical analysis of ionospheric anomalies before 736 M6.0+ earthquakes during 2002–2010 // *Journal Geophys. Res.* 2011. V. 116, A02303.
18. Нагуслева И.Б., Башкуев Ю.Б., Малышков Ю.П., Буянова Д.Г. Эффект «сейсмического затишья» в Байкальской рифтовой зоне // *Вулканология и сейсмология*. 2008. № 3. С. 46–51.
19. Sarkar S., Gwal A.K. Satellite monitoring of anomalous effects in the ionosphere related to the great Wenchuan earthquake of May 12, 2008 // *Natural Hazards*. 2010. V. 55. P. 321–332.
20. Липеровский В.А., Похотелов О.А., Шалимов С.Л. *Ионосферные предвестники землетрясений*. М.: Наука, 1992. 304 с.

21. Yamauchi T., Maekawa S., Horie T., Hayakawa M., Soloviev O. Subionospheric VLF/LF monitoring of ionospheric perturbations for the 2004 Mid-Niigata earthquake and their structure and dynamics // *Journal Atm. Solar-Terr. Phys.* 2007. V. 69. P. 793–802.

22. Rishbeth H. Ionoquakes: earthquake precursors in the ionosphere? // *EOS Trans. Am. Geophys. Union.* 2006. V. 87, № 32. P. 316–317.

23. Astafyeva E., Heki K. Vertical TEC over seismically active region during low solar activity // *Journal Atm. Solar-Terr. Phys.* 2011. V. 73, № 13. P. 1643–1652.

24. Thomas J.N., Love J.J., Komjathy A., Verkhoglyadova O.P., Butala M., Rivera N. On the reported ionospheric precursor of the 1999 Hector Mine, California earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. L06302.

В.В. Ружич, Е.Н. Черных, Е.А. Левина
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

О РАЗРАБОТКЕ СПОСОБОВ СНИЖЕНИЯ ОПАСНОСТИ ОТ ГОРНЫХ УДАРОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Как известно, основной механизм подготовки сильных землетрясений связан с возникновением геодинамической неустойчивости в межплитных границах, которые представлены зонами сейсмоактивных разломов. В их фрагментах через определенные интервалы времени на фоне медленных квазиволновых движений в режиме крипа эпизодически происходят быстрые большеамплитудные смещения крыльев со скоростями, достигающими значений порядка 1–10 м/с. Возникающие при смещениях колебания крыльев разрывных нарушений разных рангов инициируют распространение волновых колебаний широкого диапазона, включая сейсмический. Нечто подобное имеет место и при горных ударах, и поэтому далее целесообразно подробнее рассмотреть соответствие этих явлений, имеющих во многом принципиальное сходство механизмов возникновения.

Для изучения механизмов подготовки опасных динамических явлений в геологической среде авторами проводились натурные эксперименты и мониторинг смещений в сочетании с сейсмометрическими измерениями в выбранных сегментах зон следующих тектонических разломов: Ангарского надвига, Ангарского взбросо-сдвига, Тункинского сброса и Главного Саянского взбросо-сдвига. Также в течение многих лет проводились инструментальные наблюдения за ходом динамических явлений в подземных горных выработках и в сверхглубоком карьере “Удачный”. При измерениях использовалась специально разработанная аппаратура для мониторинга за процессами деформирования горных пород и сейсмическими явлениями, в том числе деформационно-гидравлическая система, предназначенная для управляющего силового воздействия на разрывные нарушения в породных массивах.

Сравнение механизмов проявления землетрясений и горных ударов. В качестве примера обратимся к результатам изучения процесса подготовки горного удара в пределах рудника «Октябрьский» Норильского месторождения, произошедшего 21.08.2005 г. с энергией $E=1.4 \cdot 10^5$ Дж на глубине 815 м. Анализ представленного местными сейсмологами каталога проводился с помощью специально созданного программного модуля “Prediction” [1]. Перед горным ударом было отмечено понижение сейсмической активности в течение 45 дней, что можно рассматривать как проявление известного критерия подготовки очагов землетрясений в виде сейсмического затишья [2]. После упомянутого удара последовали умеренная афтершоковая активность и следующая за ней фаза постшокового затишья, связанного с разгрузкой породного массива, продолжавшегося 1.5 месяца в районе возникшего очага протяженностью порядка 110–130 м. Из приведенного примера, большое число подобных которому нетрудно найти и в других публикациях, можно сделать вывод о принципиальном сходстве механизмов и

динамики подготовки горных ударов и землетрясений, фиксируемых, в частности, в Байкальской рифтовой зоне.

О различиях между землетрясениями и горными ударами можно сказать следующее. В методах средне- и долгосрочного прогноза сильных землетрясений с $M=7.0-8.5$ время подготовки их очагов определяется периодами во многие десятки–сотни лет. Для горных ударов время созревания очагов наиболее сильных из них чаще всего варьируется в пределах от нескольких недель до нескольких месяцев. Период подготовки таких событий во многом зависит от уровня напряженного состояния разрабатываемого массива горных пород, режима техногенных воздействий и потенциальной энергии готовящегося сейсмического события. Области инициированных горных ударов, проявляющихся в виде вспарывания фрагментов разломов или динамического разрушения блоков горных пород, имеют протяженность в десятки – первые сотни метров, тогда как для тектонических землетрясений они измеряются десятками – сотнями километров. То есть между землетрясениями и горными ударами очевидны значительные различия вовлеченных в подготовку объемов высоконапряженных породных массивов, а также в энергии, так как расхождения составляют 4–6 порядков в значениях энергетических классов. Есть еще одно важное несоответствие между землетрясениями и горными ударами, которое обусловлено различием причин и механизмов, инициирующих процессы спонтанного высвобождения эндогенной энергии. Для тектонических землетрясений они обусловлены разнообразными деформациями в литосфере. В качестве триггеров, провоцирующих запуск быстрой подвижки в разломе, могут оказаться, например, сейсмические сотрясения от близких сильных землетрясений, прохождение фронтов деформационных возмущений различного генезиса, изменение давления флюидов в трещинах и многие другие факторы, связанные с природными явлениями. Для горных ударов триггерами, как правило, являются масштабные мероприятия в процессе горнопроходческой деятельности: технологические взрывы, буро-взрывные работы, проходка выработок, обводнение, выемка и перемещение значительных объемов горных пород.

Также было выявлено, что прогнозировать с требуемой точностью время возникновения горных ударов методами, применяемыми при прогнозе землетрясений, невозможно и бессмысленно, поскольку этот параметр связан с технологическим режимом проходки горных выработок. Наибольшее значение в таких условиях приобретает определение мест подготовки опасных динамических явлений с целью организации мониторинга развития очага и принятие необходимых мер для его безопасной разгрузки.

Натурные эксперименты по воздействию на тектонические разрывы. Организация и проведение подобных натурных экспериментов в течение многих лет предпринимались с целью разработки и совершенствования новых способов управления деформациями и сейсмическими актами, возникающими в зонах разномасштабных разрывных нарушений. Значительная часть натурных испытаний была проведена на полигоне “Талая”, в одной из разведочных штолен, пройденной в сегменте зоны Главного Саянского сейсмоактивного разлома. Здесь изучались проявления отклика тектонических трещин породного массива на домкратные воздействия: после нагнетания давления в домкрат, установленный в полости трещины, в определенный момент осуществлялся мгновенный сброс давления гидравлической жидкости. После некоторой задержки проявлялся отклик – в виде быстрых микросмещений по трещинам породного массива и микросейсмических эффектов, напоминающих горные микроудары. Измерения показали, что скорость смещений по трещинам при этом достигала значений 1–6 мм/с. В пределах штольни, при инициированном отклике, было установлено высвобождение не только упругой энергии, закачанной при воздействии, но и части энергии, уже имевшейся в объеме напряженного массива горных пород в зоне разлома. Как показал опыт, после двух- или трехкратного повторения подобной операции эффект мгновенного схлопывания становится все менее

заметным – до исчезновения, что указывает на проявление релаксации напряжений в объеме породного массива с радиусом порядка 5–10 м при выбранных условиях испытаний. По порядку скоростей данные примеры свидетельствуют о некотором приближении к зафиксированным значениям скоростей смещений по сейсмогенерирующим разломам при умеренных землетрясениях (средней силы).

Сходного типа натурные испытания по изучению откликов породного массива в зоне разлома на взрывные и домкратные воздействия неоднократно проводились также и на полигоне «Листвянка», расположенном на одном из фрагментов зоны сейсмоактивного Ангарского взбросо-сдвига. Там при использовании широкополосной сейсмической станции «Байкал-7HR» получены записи и установлены сравнительные параметры сейсмических импульсов, инициированных тестовым взрывом в забое пробуренной 11-метровой скважины и после домкратным воздействием на фрагмент зоны разлома. В результате проявления эффекта схлопывания после домкратного воздействия в глубине породного массива были инициированы хорошо слышимые горные микроудары. Согласно полученным сравнительным оценкам, при указанном заряде сейсмическая энергия взрыва составила $E=1.5 \cdot 10^3$ Дж, скорость смещения имела значение $V=320$ мкм/с. Амплитуда вызванного взрывом микроудара составила $V=20$ мкм/с, а сейсмическая энергия – порядка $E=94$ Дж. Таким образом, вызванные домкратным воздействием в зоне разрывного нарушения горные микроудары оказались примерно сопоставимы со взрывными актами. В других экспериментах, когда нагрузка от домкрата на стенки разрывного нарушения сбрасывалась в замедленном режиме, релаксация происходила без проявления значительных по энергии сейсмических импульсов.

Испытаниями было показано, что в результате мгновенного сброса давления в домкрате и эффекта схлопывания, как и при взрыве, в окружающей среде возникают объемные деформационные волны. Установлено, что величина скорости распространения подобных медленных волн обуславливает эффективность возбуждения смещений в трещинах породных массивов и генерации пакетов упругих импульсов соответствующего сейсмоакустического диапазона. В общем итоге был сделан важный вывод: чем выше энергия и скорость воздействия на породный массив и разрывные нарушения, тем выше амплитудно-скоростные параметры возбужденных деформационных волн, дальность их распространения и энергетическая эффективность отклика породного массива на воздействие. Проведенные испытания позволили предложить новый способ искусственной инициации горных ударов в напряженных породных массивах – с применением мощных домкратов. Данный способ, с одной стороны, расширяет возможности изучения механизмов инициации серии многочисленных слабых горных ударов, а с другой – позволяет осуществлять принудительную разгрузку избыточных напряжений и деформаций в очаге подготовки сильного и опасного горного удара.

Многолетнее изучение воздействий от мощных короткозамедленных взрывов на разрывные нарушения в бортовых откосах сверхглубокого карьера «Удачный» также позволило выяснить соотношение амплитуд инициированных смещений в трещинах, мощности взрывных воздействий и выделяющейся наведенной сейсмической энергии. Согласно интерпретации полученных данных, установлено, что в пределах высоконапряженных породных массивов, где концентрируется большая по объему и плотности накопленная энергия, именно сильное взрывное воздействие может при определенных условиях провоцировать высокоэнергетический отклик, например горный удар или землетрясение. Вместе с этим выяснено, что при многократных, но слабых воздействиях можно высвободить эндогенную энергию мелкими порциями в безопасном режиме. Следовательно, есть возможность путем изменения скоростных и энергетических параметров механических воздействий на породные массивы управлять энергией, выделяющейся в виде сильных горных ударов или наведенных землетрясений. Применение рассмотренного подхода может уже в ближайшие годы способствовать снижению риска опасных динамических явлений при проходке подземных горных

выработок на больших глубинах – 1–4 км. В заключение отметим следующее. При дальнейшем совершенствовании способов безопасной разгрузки очагов горных ударов открываются более отчетливые перспективы разработки способов безопасной разгрузки готовящихся внутрикоровых землетрясений. Очевидно, что разработка этих технологий намного сложнее, но она становится все более реальной [3–5 и др.].

Литература

1. Ружич В.В., Левина Е.А., Востриков В.И. Использование опыта среднесрочного прогноза землетрясений в Прибайкалье для борьбы с горными ударами // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2008. С. 407–412.
 2. Востриков В.И., Ружич В.В., Федеряев О.В. Система мониторинга обвалоопасных участков бортов глубоких карьеров // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2009. № 6. С. 118–127.
 3. Филиппов А.Э., Попов В.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Шилько Е.В. О возможности перевода динамики смещений в блочных средах в режим ползучести // Письма в ЖТФ. 2006. Т. 32. Вып. 12. С. 77–86.
 4. Пат. 2273035 РФ. Способ управления режимом смещений во фрагментах сейсмоактивных тектонических разломов // С.Г. Псахье, Е.В. Шилько, С.В. Астафуров, В.Л. Попов, В.В. Ружич, О.П. Смекалин, С.А. Борняков. 2006. Бюл. № 9. от 27.03.2006.
 5. Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Способ снятия упругой энергии для предотвращения землетрясений // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всерос. семинара-совещания 22–24 июня 2010. М.: Геос, 2010. С. 87–96.
-

О.И. Саландаева, Л.И. Иванькина, Ю.А. Бержинский,
Л.П. Бержинская, Е.Н. Черных, А.Н. Шагун
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ПРОБЛЕМЫ РЕКОНСТРУКЦИИ КРУПНОГО ОБЩЕСТВЕННОГО ЗДАНИЯ С УЧЕТОМ ИЗМЕНЕНИЯ КАРТ ОБЩЕГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Иркутск является административным и культурным центром одного из крупнейших регионов на востоке России. Особое место в застройке областного центра занимают общественные здания большой вместимости. К таким зданиям относятся зрелищные, культурно-просветительные, спортивные, торговые и прочие здания. Строительство крупных общественных зданий велось в разные периоды развития города, и они представлены самыми разнообразными архитектурными объектами. Их конструктивные решения соответствуют действующим на тот период времени нормативным требованиям в области безопасности сооружений и, как правило, не соответствуют современным требованиям не только по функциональным параметрам, но и в части обеспечения их сейсмобезопасности [3].

К таким объектам относятся Иркутский драматический театр им. Н.П. Охлопкова (реконструирован в 2000 г.) и Иркутский областной музыкальный театр им. Н.М. Загурского (рисунок), реконструкция которого проведена в рамках подготовки к празднованию 350-летия города в 2011 г. Вместимость зрительных залов театров составляет 800 мест.

Проектная документация на строительство музыкального театра им. Н.М. Загурского разработана ЦНИИЭПом зрелищных и спортивных сооружений им. Б.С. Мезенцева (г. Москва) в 1975–1978 гг. Первый вариант документации был разработан в соответствии со СНиП II-A.12-69 [1]. Строительство здания театра было начато в 1978 г., однако уже в 1980 г. было приостановлено в связи с отсутствием финансирования. Возобновлено строительство здания театра только в 1985 г. К этому моменту авторы проекта внесли изменения в проектную документацию в связи с

введением в 1981 г. новой редакции СНиП II-7-81 [2] с более жесткими требованиями к сейсмостойкости зданий. В эксплуатацию объект был сдан в 1990 г., когда расчетная сейсмичность территории, согласно карте ОРС-78, оценивалась в 8 баллов по шкале MSK-64.

Назначение здания продиктовало сложное объемно-планировочное решение всего комплекса. Здание театра состоит из двух основных объемов – зрительской части и сценической коробки, разделенных нечетко оформленным деформационным швом между ними, который одновременно является и антисейсмическим швом. За единую нулевую отметку принята отметка планшета сцены. Сценическая коробка посажена по рельефу выше зрительской части на 5.4 м.



Общий вид здания музыкального театра им. Н.М. Загурского.

Конструктивной основой обоих блоков служит металлический каркас, конструкции которого, согласно требованиям огнестойкости, обетонированы либо оштукатурены по сетке Рабица. Наружные ограждающие конструкции из керамзитобетона служат заполнением каркаса и облицованы травертином. Перекрытия выполнены из сборных железобетонных плит с отдельными монолитными участками. Для повышения сейсмостойкости здания конструкции каркаса усилены диафрагмами и ядром жесткости из монолитного железобетона.

В первые годы эксплуатации в здании проявлялись незначительные трещины в отдельных конструктивных элементах подвала и лестничных клеток, а также во внутренней и наружной облицовке стен. За развитием деформаций велось наблюдение с помощью индикаторов часового типа. В 1996 г. Иркутский Промстройпроект провел инженерно-техническое обследование конструкций здания. В Отчете Промстройпроекта отмечено, что ряд новых положений СНиП II-7-81 не нашел отражения в откорректированной документации.

Блок зрительного зала размером 58×75 м имеет сложную конфигурацию в плане с перепадами высот отдельных частей в 9 и 20 м. Блок сценической коробки размером 54×38 м имеет перепады высот в 30 и 18 м. Пространственная устойчивость сценической коробки обеспечивается совместной работой ядра жесткости, образованного замкнутым

контуром рамно-связевого металлического каркаса с заполнением, и жесткого диска покрытия. Фундаменты обоих блоков здания выполнены в виде свай-стоек длиной 9 и 13 м, опирающихся на галечниковый грунт, и монолитных железобетонных ростверков высотой 0.75 м. Результаты расчета каркасов обоих блоков на сейсмические воздействия в проектной документации не сохранились, следовательно, расчетные динамические характеристики каркаса неизвестны.

В связи с необходимостью расширения помещений вестибюльной группы и улучшения их планировочных решений разработан проект реконструкции части музыкального театра. В качестве основной концепции при разработке проекта капитального ремонта театра принят принцип минимального вмешательства в конструктивную систему существующего здания (аналогично известному медицинскому принципу «не навреди»). Эта цель достигается за счет:

- неизменности динамических характеристик здания (периодов и форм собственных колебаний каркаса), что контролируется с помощью инструментальных методов;
- сохранения жесткостных характеристик здания при введении дополнительных конструкций;
- передачи дополнительных вертикальных нагрузок на специально введенные конструктивные элементы без догружения ими существующих конструкций.

Основное изменение существующей конструкции каркаса связано с устройством в перекрытии на отметке – 4.0 м двух проемов размером 3.0×8.0 м для установки лестницы, обеспечивающей вертикальную связь с подвалом здания на отметке – 9.00 м. Прямоугольный внутренний контур вновь образованных проемов усиливается металлическим обрамлением и монолитной железобетонной обвязкой. «Скелет» всей достаточно развитой лестничной конструкции выполнен из металлических элементов, которые после монтажа были обетонированы тяжелым бетоном и облицованы в соответствии с дизайнерским разделом проекта. Промежуточные площадки на отметках –7.90 и –5.65 м оперты на дополнительные вертикальные пилоны, горизонтальная жесткость которых по сравнению с жесткостью каркаса составляет незначительную величину. Все лестничные площадки имеют также дополнительные железобетонные опоры, примыкающие к несущим конструкциям здания, и связаны с ними. Все опоры доведены до отметки ростверка (–10.50 м). Кроме того, проектом предусмотрен перенос санузлов из вестибюля с отметки –4.00 м в подвал (–8.65 м). Ограждающими конструкциями санузлов служат кирпичные перегородки и перегородки из гипсокартона системы "KNAUF".

С 2000 г. введены в действие карты Общего сейсмического районирования ОСР-97 (А, В, С) взамен карты ОСР-78. Для территории города Иркутска расчетная сейсмичность по картам А, В, С составила 8, 9, 9 баллов. Согласно нормативным требованиям расчетная сейсмичность зданий с массовым пребыванием людей принимается по карте В и равна 9 баллам. Кроме того, при расчетах здания на сейсмические нагрузки вводятся повышающие коэффициенты ответственности K_o : для проектного землетрясения (ПЗ) $K_o=1.1$; для максимального расчетного землетрясения (МРЗ) $K_o=1.5$. Это равносильно тому, что расчетная сейсмостойкость здания театра, согласно современным требованиям, должна составлять 9.0–9.5 балла по шкале MSK-64. Естественно, возникает вопрос: смогут ли несущие конструкции здания театра, запроектированные на 8 баллов, воспринять подобные сейсмические нагрузки и обеспечить безопасность зрителей и персонала. Известно, что средняя степень повреждения здания, при которой обеспечивается физическая безопасность людей, равна 3.0–3.2 градации степени повреждений по сейсмической шкале. Если обратиться к шкале MMSK-86, то 8-балльное здание при интенсивности землетрясения 9.0–9.5 балла получит среднюю степень повреждения в пределах 2.3–2.8 градации шкалы. Это обеспечит безопасность людей, однако экономический ущерб от землетрясения такой силы может в несколько раз превысить рекомендуемые нормами размеры убытков.

В рамках мониторинга технического состояния конструкций здания театра были проведены инженерно-сейсмометрические исследования, что позволило получить фактические значения динамических характеристик здания театра (таблица). Впервые за 30 лет эксплуатации составлен Инженерно-сейсмический паспорт здания театра.

Результаты измерений динамических характеристик здания театра

Дата	Номер измерения по п/п	Направление	Период колебаний T , с	Декремент затухания δ , %	ИСС, датчики
10.02.2011 г.	1	поперечное	0.29	13.3	«Байкал-7HR» А 1638
		продольное	0.33	13.8	
	2	поперечное	0.31	7.7	
		продольное	0.37	7.1	
	3	поперечное	0.29	6.7	
		продольное	0.34	4.5	
	4	поперечное	0.30	4.6	
		продольное	0.35	6.2	

Направления современного развития театра определяются социальными, экономическими, культурными факторами и стремительным внедрением инновационных технологий – инженерных коммуникаций, сценического оборудования, и все более актуальными становятся требования к сейсмобезопасности.

Литература

1. СНиП II-A.12-69. Строительство в сейсмических районах. Строительные нормы и правила. М.: Стройиздат, 1970. 64 с.
2. СНиП II-7-81. Строительство в сейсмических районах. Строительные нормы и правила. М.: Стройиздат, 1982. 75 с.
3. СНиП II-7-81*. Строительство в сейсмических районах. Строительные нормы и правила. М.: Госстрой России, ГУП ЦПП, 2000. 45 с.

Р.М. Семенов^{1,2}, О.П. Смекалин¹, М.Н. Лопатин³

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет путей сообщения, Иркутск, Россия

³ ФГУП Сосновгеология, Иркутск, Россия

МОДЕЛИ ПОДГОТОВКИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ПРЕДВЕСТНИКИ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Предвестники землетрясений, как известно, являются отражением моделей подготовки очагов землетрясений. При наличии различных моделей подготовки очагов землетрясения, соответственно, характеризуются присущими им предвестниками, в том числе средне- и краткосрочными.

Среди многочисленных предвестников особого внимания заслуживают те из них, которые основаны на изучении динамики сейсмического процесса. К настоящему времени довольно определенно установлено, что сильные землетрясения предваряются характерным развитием сейсмического процесса, выражающегося в проявлении землетрясений низкого и умеренного энергетического уровня с возникновением зон сейсмических затиший [1]. В частности, длительная фаза накопления потенциальной энергии вследствие тектонических напряжений, следующая за основным толчком и афтершоками, как раз и соответствует времени сейсмического затишья, являясь среднесрочным предвестником землетрясения. Форшоковая активизация отражает процесс возникновения трещин в области будущего очага, являясь краткосрочным

предвестником образования магистрального разрыва и связанного с ним основного толчка землетрясения.

Установлено, что в Прибайкалье некоторые землетрясения с $M=5.0-6.0$ предваряются сейсмическими затишьями, которые начинаются за год–полтора до основного толчка и продолжаются в течение нескольких месяцев [2]. При этом начало сейсмического затишья и его продолжительность, площади сейсмических брешей, характер форшоковой и афтершоковой активизации зависят не только от величины основного толчка, но и от поля напряжений в его очаге.

Подтверждением этого являются данные более широкого изучения изменения сейсмичности перед сильными землетрясениями Байкальской рифтовой зоны, в результате которого сделан вывод о том, что здесь реализуются различные сценарии подготовки сильных землетрясений, выраженные в виде следующих «цепочек»: рой – затишье – форшоки – главный толчок; форшоки – главный толчок; затишье – главный толчок; фон – главный толчок [3]. Это, по-видимому, как раз и обусловлено полями напряжений в очагах.

Исследование сейсмического режима накануне сильного Култукского землетрясения 27.08.2008 г. позволило выявить зону сейсмического затишья площадью 600 км^2 , в которой и расположился эпицентр будущего землетрясения. Время существования зоны затишья косвенно могло служить среднесрочным предвестником землетрясения.

Кроме этого, с целью возможного выявления краткосрочных предвестников землетрясений, нами в 2004 г. начат мониторинг содержания растворенного гелия в глубинной воде оз. Байкал в связи с изменением сейсмического режима. Работ подобного плана в открытых глубоководных водоемах, расположенных в сейсмически активных областях, пока не проводилось.

27 августа 2008 г. на юге Байкала произошло сильное ($M=6.3$) Култукское землетрясение. В результате анализа изменений содержаний гелия перед землетрясением, во время основного толчка и последующей афтершоковой активности были зафиксированы его краткосрочные предвестники [4, 5].

Изменения в содержании гелия, на наш взгляд, были связаны с моделью подготовки и реализации очага землетрясения. Как известно, тектонические землетрясения обусловлены разрядкой напряжений в земной коре в области их очагов. При этом на стадии подготовки основного толчка, по мере возрастания упругих напряжений в породах происходит образование многочисленных трещин, сопровождающихся возникновением упругих колебаний от долей герца до 10–30 кГц. Распространение этих колебаний в горных породах приводит к ослаблению адсорбционных сил, удерживающих газ на стенках пор и пустот внутри пород, десорбции эманаций и переходу «связанного» газа в свободный [6, 7]. Кроме этого, ультразвуковые колебания, проходя через обводненные горные породы, ускоряют диффузионный процесс выделения газов и обогащают водную фазу газами [8]. В образовавшиеся трещины мигрируют большие массы флюидов вместе с растворенными в них газами. По-видимому, именно в это время происходило резкое уменьшение содержаний гелия в глубинной воде Байкала. При дальнейшем повышении напряжений мелкие трещины группируются в магистральный разрыв, с которым связано возникновение землетрясения, резкое выделение растворенного гелия из пор и трещин и повышение его содержания в глубинной воде Байкала. После землетрясения происходит уплотнение пород, закрытие трещин и, следовательно, восстанавливается прежний режим выхода гелия, вследствие чего его содержания приходят к своим фоновым значениям [9].

В 2011 г. отмечались следующие колебания в содержаниях гелия относительно его среднего за рассматриваемый период ($5.7 \cdot 10^{-5}$ мл/л) значения: два раза значения содержаний превышали среднее значение и два раза опускались относительно границ отражающих величину двух стандартных отклонений. При этом только в одном случае

поведение кривой содержания гелия напоминало кривую перед Култукским землетрясением 2008 г. Эпицентр Туркинского землетрясения располагался на расстоянии 255 км от пункта забора проб на гелий. Протяженность очага Туркинского землетрясения могла составлять около 30 км [10]. А как известно, землетрясения способны оказывать влияние на изменения гидрогеохимических показателей на расстояниях до десятикратного размера их очагов [11]. Таким образом, всплеск содержания гелия накануне Туркинского землетрясения вполне мог быть обусловлен подготовкой его очага, т.е. явиться его краткосрочным предвестником.

Следующие два случая отклонений содержания гелия, выходящих за линии двух стандартных отклонений, видимых связей с землетрясениями не обнаруживают. А четыре из зарегистрированных землетрясений в 2011 г. в Южном Прибайкалье не превышали 10-го энергетического класса и располагались на расстояниях от 27 до 58 км от пункта отбора проб гелия. Землетрясение 09.11.2011 г., хотя и имело $K=11.5$ (т.е. протяженность очага около 1 км), но в связи с удаленностью его эпицентра от пункта водозабора на 53 км, также вряд ли могло проявиться в виде краткосрочных предвестников. Таким образом, аномально повышенные или пониженные содержания гелия в этом случае, как и отмеченные ранее, были обусловлены иными, нежели сейсмическими, причинами.

Исследования по содержанию растворенного в глубинной воде Байкала гелия, в связи с сейсмическим режимом Южного Прибайкалья, на наш взгляд, следует продолжать, так как только накопленные статистические данные помогут с уверенностью выделять именно краткосрочные гидрогеохимические предвестники землетрясений (полезные сигналы), отфильтровывая их от случайных данных (шума), связанных с сезонными, гидрогеологическими, метеорологическими и другими факторами.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы Президиума РАН № 4.1 и ФЦП (гос. контракт 02.740.11.0446).

Литература

1. Mogi K. Two kinds of seismic gaps // *Pure and Appl. Geophys.* 1979. V. 117. P. 1172–1186.
2. Семенов Р.М. Исследования по поиску средне-краткосрочных предвестников землетрясений // *Материалы Всероссийского совещания с международным участием. Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии.* № 2. Отв. ред. Е.В. Скляр. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 135–137.
3. Радзиминович Н.А., Кустова М.Г., Гилева Н.А., Смекалин О.П. Изменения в сейсмичности перед сильными землетрясениями Байкальской рифтовой зоны // *Проблемы сейсмотехники Дальнего Востока и Восточной Сибири: Тез. докл. Международного научного симпозиума.* Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 95.
4. Семенов Р.М., Смекалин О.П. Сильное землетрясение на Байкале 27 августа 2008 г. и его предвестники // *Геология и геофизика.* 2011. Т. 52, № 4. С. 521–528.
5. Семенов Р.М., Имаев В.С., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Оргильянов А.И. Сильное землетрясение на Байкале 27 августа 2008 г. (геологические условия его возникновения, предвестники и макросейсмические последствия) // *Современные технологии. Системный анализ. Моделирование.* 2009. № 1 (21). С. 51–56.
6. Горбушина Л.В., Тыминский В.Г., Спиридонов А.И. К вопросу о механизме образования радиогидрогеологических аномалий в сейсмоактивном районе и их значение при прогнозировании землетрясений // *Советская геология.* 1972. № 1. С. 153–156.
7. Хитаров Н.И., Войтов Г.И., Лебедев В.С., Султанходжаев А.Н., Уломов В.И., Тыминский В.Г., Горбушина Л.В., Спиридонов А.И., Гнипп Л.В., Осика Д.Г., Каспаров С.А. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям // *Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана.* / Отв. ред. В.И. Уломов. Ташкент: Изд-во «ФАН» УзССР, 1974. С. 303–330.
8. Грацинский В.Г., Горбушина Л.В., Тыминский В.Г. О выделении радиоактивных газов из образцов горных пород под действием ультразвука // *Физика Земли.* 1967. № 10. С. 91–94.
9. Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Симкин Э.М., Тыминский В.Г., Уломов В.И., Файзуллин И.С. К вопросу о прогнозировании неглубоких землетрясений // *Новые данные по сейсмологии и*

сейсмогеологии Узбекистана. / Отв. ред. В.И. Уломов. Ташкент: Изд-во «ФАН» УзССР, 1974. С. 292–302.

10. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.

11. Султанходжаев А.Н. Гидрогеосейсмологические предвестники землетрясений // Узб. геол. журнал. 1979. № 2. С. 3–13.

С.П. Серебренников, В.И. Джурик, Л.А. Усынин, А.Ю. Ескин
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ОПЫТ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПРОЕКТИРУЕМЫХ ОБЪЕКТОВ ТРАНСПОРТНОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ

Опыт инженерно-сейсмологических исследований, проведенных в пределах развития криолитозоны на участках распространения пластично-мерзлых грунтов с температурой, близкой к нулю, показал, что если методика прогноза сейсмических воздействий в баллах для естественного состояния мерзлых грунтов достаточно обоснована [2, 3], то расчет основных параметров прогнозных акселерограмм и их спектров, на случай деградации мерзлоты, требует совершенствования. Реализацию одного из подходов решения поставленной задачи мы приводим на примере обоснования сейсмической опасности транспортных сооружений юга Южной Якутии.

Наличие большого количества сейсмических событий (до 16-го энергетического класса) и присутствие активных тектонических структур позволяют отнести исследуемую территорию к высокому уровню сейсмической опасности.

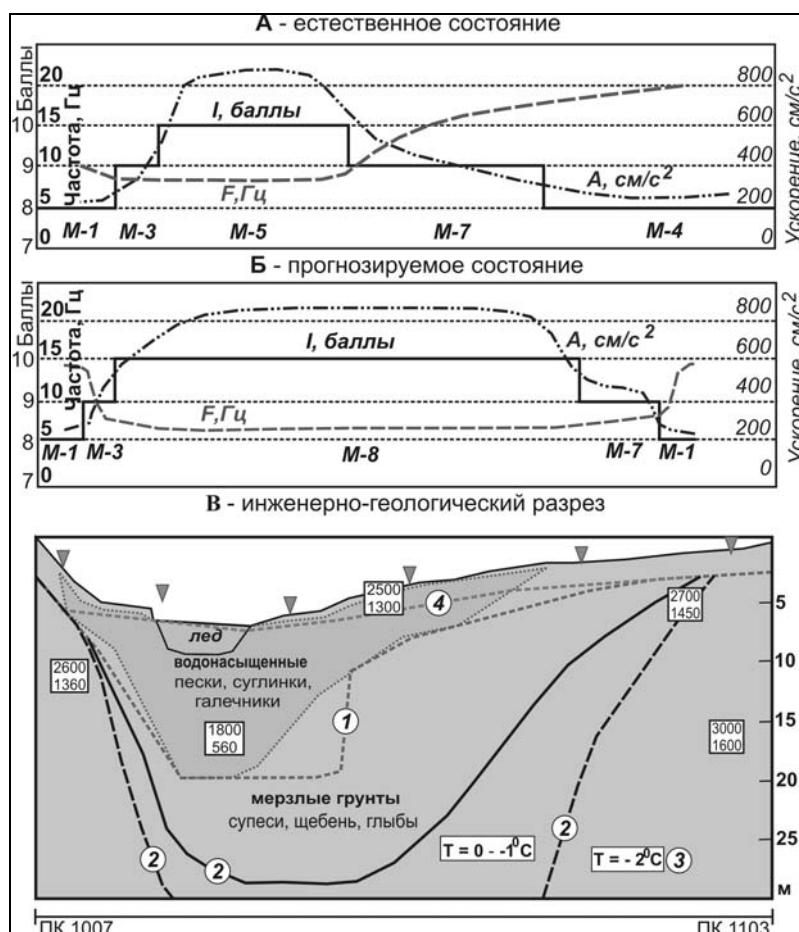
В основу сейсмического районирования исследуемой территории положена конфигурация зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ) и определение параметров их сейсмического потенциала. Зона ВОЗ с максимальным уровнем сейсмической опасности ($M=7.0-7.5$) приурочена к среднему течению р. Олекмы и расположена восточнее исследуемой территории. Она относится к области взаимодействия структур Байкальского рифта и Становой складчатой системы. Рассматриваемая зона ВОЗ способна генерировать сейсмические сотрясения силой до 10 баллов. Зона ВОЗ с уровнем потенциальной сейсмичности ($M=6.5-7.0$) охватывает бассейн среднего течения р. Олекмы между 56 и 58° с.ш. В пределах этой зоны ВОЗ находятся также сейсмодислокация "Кудули" и ряд вторичных сейсмопроявлений в виде обвалов, оползней и каменных выколов. Восточнее зона ВОЗ включает западную часть Чульманской впадины (междуречье Олекмы и Алдана), где находится эпицентр Южно-Якутского землетрясения 1989 г. с $M=6.6$ [5]. В названной зоне возникновения очагов сильных землетрясений возможно проявление сейсмических событий интенсивностью 9 баллов.

Таким образом, по сейсмологическим и сейсмогеологическим данным району присвоен сейсмический потенциал, равный магнитуде от 6.0 до 7.0 ($K=15$ и $K=16$).

Исследуемый район входит в зону сплошного и островного распространения вечномерзлых грунтов. Мощность мерзлой толщи варьируется от 0 до 300 м, температура мерзлых грунтов колеблется от $-0.5...-1.0$ до $-3...-5$ °С [1]. Это подтверждается и данными прямых измерений температуры при инженерно-геологических исследованиях, проведенных для обоснования строительства.

Для инженерно-сейсмологической оценки сейсмической опасности проектируемых объектов транспортной инфраструктуры рассмотрены данные экспериментальных и расчетных методов и их возможности по усовершенствованию инженерно-сейсмологического обеспечения сейсмической безопасности строительства сооружений в условиях криолитозоны. Но сам подход к использованию вероятностных

экспериментальных частотных характеристик для расчетов акселерограмм сильных землетрясений, соответствующих по своим параметрам исходной сейсмичности района, требует дальнейшего совершенствования. Его можно рассматривать как вариант лучшего приближения к использованию микросейсмических колебаний грунтов различного состояния для оценки сейсмической опасности в параметрах сейсмических воздействий, если они рассматриваются в предположении прямой обратной связи амплитуд и прочностных показателей грунтов. Важно, что такая закономерность соответствует проявлению сейсмической опасности при ее оценке по прямому амплитудно-частотному методу сейсмического микрорайонирования, основанному на регистрации близких землетрясений.



Инженерно-сейсмологические условия строительства участка мостового перехода через р. Кунг-Юрях.

В квадратах представлены скорости сейсмических волн: сверху – V_p , снизу – V_s ; треугольниками указаны пункты регистрации микросейсм и измерений скоростей сейсмических волн. 1 – граница мерзлоты – естественное состояние грунтов; 2 – граница мерзлоты – прогнозируемое состояние грунтов; 3 – температура мерзлых грунтов для их прогнозируемого состояния; 4 – УГВ в прогнозируемом состоянии.

Требуемые согласно нормативным документам основные показатели сейсмической опасности, полученные согласно теоретическим расчетам, могут быть приведены в соответствие с экспериментальными данными, когда для каждого состояния грунтов будет обоснована их сейсмическая модель, рассчитаны и масштабированы для каждой из них параметры сейсмических воздействий, соответствующие исходной сейсмичности района. В этом случае расчеты для каждого состояния грунтов (воздушно-сухие, водонасыщенные и мерзлые) будут наиболее обоснованными и соответствующими экспериментальным измерениям. Последние, в свою очередь, являются основой прогноза

параметров сейсмических воздействий на случай частичной или полной деградации мерзлоты в результате строительства.

С использованием отмеченных возможностей выбранного комплекса методов и достаточно представительного статистического набора измерений скоростей сейсмических волн и АЧЧ (по методу микросейсм), дается комплексная оценка сейсмической опасности на примере мостового перехода через р. Кунг-Юрях (рисунок).

Для этого участка прогнозируется частичное оттаивание грунтов в результате строительства, которое приводит к увеличению мощности водонасыщенных рыхлых грунтов (до 20 м) и простирацию их по оси мостового перехода. Разрез по оси мостового перехода для естественного состояния грунтов представляется моделями 1, 3, 4, 5 и 7, а для прогнозируемого – моделями 1, 3, 7 и 8. Максимальные для горизонтальной компоненты ускорения меняются для обоих состояний в одинаковых пределах – от 208 до 860 см/с². Максимальные значения ускорений и минимальные резонансные частоты имеют русловые участки. При расчетах акселерограмм, для естественного состояния грунтов, использовались АЧЧ, непосредственно зарегистрированные в пунктах измерений. Для прогнозируемых состояний использовался метод тонкослоистых сред [4] и экспериментальные частотные характеристики для аналогичных разрезов.

Из рассмотренного примера очевидно, что даже частичная деградация мерзлоты приводит к значительному ухудшению инженерно-сейсмологических условий строительства.

В целом, при достаточном статистическом наборе регистрируемых инструментальными методами сейсмического микрорайонирования характеристик, обоснованном формировании исходного сигнала, с учетом основных параметров зон ВОЗ, отвечающих исходной сейсмичности территории строительства, и данных записей местных землетрясений, обеспечивается, на уровне требований нормативных документов, получение необходимого набора параметров сейсмических воздействий для проектирования сейсмостойких транспортных сооружений.

Литература

1. Геокриологическая карта СССР / Под ред. А.Ю. Рогатюк: Масштаб 1:2500000. Лист 11. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1996.
2. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф., Усынин Л.А. Методика районирования сейсмической опасности линейных сооружений по сейсмогрунтовым моделям // Криосфера Земли. 2008. Т. XII, № 4. С. 66–76.
3. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность // Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988. 300 с.
4. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М.: Наука, 1973. 124 с.
5. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В. Южно-Якутское землетрясение 20 апреля 1989 года. Южно-Сахалинск, 1992. 45 с.

Л.Б. Сушкин

Русское географическое общество, Хабаровское отделение, Хабаровск, Россия

НОВАЯ КРУПНАЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ХАБАРОВСКАЯ АСТРОБЛЕМА «ДЕРСУ»

Выявленные за последние десятилетия многочисленные ударно-астероидные и метеоритные (импактные) структуры в разных районах мира, в том числе на Урале и в Сибири [3–5, 7–9, 18, 20, 22], позволяют по-новому рассмотреть и ряд морфоструктур Дальнего Востока России.

По оценкам специалистов, исходя из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира [3, 4, 15, 18], резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее всего актуально для Дальнего Востока, на обширной территории которого установлены на сегодня лишь единичные небольшие импактные кратеры: Эльгыгытгын (18 км), Соболевская и Сихотэ-Алиньская группы воронок. Более значительным размером выделяются древний кратер Кограм (50 км) в Юго-Восточной Якутии и среднемезозойский кратер Лабынкыр (30/60 км) – в Северном Приохотье [4, 13, 14].

Такое положение в значительной мере обусловлено сложностью геологического строения и активной геодинамикой большей части региона, приводящей к быстрой в геологическом смысле эрозии следов космических ударов на поверхности Земли. Наряду с этими природными факторами и слабой населенностью территории Дальнего Востока, очевидно и отсутствие в регионе целенаправленных исследований космогенных структур.

Вместе с тем имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в регионе гораздо более крупной космогенной структуры, предположительно, позднемезозойского возраста. Анализ широкого комплекса данных указывает на вероятную космогенную природу одной из наиболее ярких и масштабных структур Дальневосточного региона – Хабаровской кольцевой морфоструктуры (астроблемы?) [11–14] диаметром 100–280 км. Ее центральная часть отчетливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хребтами Хехцир и Вандан, видимо, составлявшими некогда единый кольцевой хребет (рисунок). Эродированный юго-западный сегмент центрального кольца расположен на территории КНР, в районе города Фуюань, где представлен в излучине рек Амура и Уссури низкогорным массивом г. Илигашань. Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км в современном рельефе и гидросети отчетливо видны сегменты более масштабного внешнего кольцевого водораздела диаметром 280 км, проходящего по правобережью верховья р. Хор, в т.ч. горному массиву Тигровый Дом, сопкам – останцам Матай на юге и Халхадьян на севере. Вероятно, эта крупная кольцевая морфоструктура имеет гораздо более сложное концентрическое (телескопированное) внутреннее строение.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается развитием в ней хаотических геологических комплексов, разнообразных импактных брекчий (от брекчий «грис» до клипеновых мегабрекчий и утесных микститов) [3, 4, 5, 14, 15, 20], признаками ударного метаморфизма, а также находками в ее пределах метеоритного железа [10–12, 16], сфероллоидов никелистого железа в осадочных породах ее обрамления (цагаянская серия) [11–13], совпадающей с ней контрастной гидрохимической аномалией железа, интенсивным эманированием радона, дефицитом легкоподвижных элементов (иода и селена) и др. Закономерно также расположение вокруг нее в обогащенных углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров с признаками катастрофического события, в том числе – с беспрецедентно высоким содержанием иридия (до 0.4 г/т): Благовещенское, Лунь-Гу-Шань (Белые Кручи, КНР), Асташихинское, Гильчинское, Кундурское, Западно-Сахалинское (Синегорское), Китадани и Оюбари (Япония) [1, 2, 11–14].

Благодаря своей контрастности Хабаровская КМС прекрасно дешифрируется на многих топографических и аэрокосмофотоматериалах. Координаты центра астроблемы 48°40' с.ш, 135° в.д. (рисунок). Ее центральный ударно-взрывной кратер имеет форму субмеридионального овала размером 100 x 90 км, при современной его глубине до 950 м.

Предполагаемый – по совокупности геологических данных (в т.ч. по возрасту заполняющего комплекса) – позднемезозойский – возраст Хабаровской космогенной структуры (астроблемы «Дерсу»), очень близок к катастрофическому рубежу мела и палеогена, с которым связано глобальное вымирание организмов на Земле, в том числе вымирание динозавров по всему миру. Вопрос возраста требует более глубокого изучения.

прекрасно отпрепарированным рельефом (современной глубиной ≈ 1 км) и расположена в хорошо доступном районе на оживленном международном перекрестке. Как и в Северной Америке, Хабаровская астроблема окружена по периферии с разных сторон, от реки Зеи на западе до Сахалина и Японии на востоке, целой серией «кладбищ динозавров», в том числе несущих в себе явные признаки скоротечного катастрофического события.

Таким образом, масштаб Хабаровской кольцевой морфоструктуры (\varnothing 280–300 км) даже при всей явной неполноте имеющихся предварительных данных, вероятно, указывает на то, что в данном случае мы имеем дело с одной из крупнейших позднемезозойских космогенных структур (астроблем), образование которой не могло не иметь не только региональных, но и глобальных (общепланетарных) астрогеологических и экологических последствий.

Одним из таких глобальных тектонических последствий могло быть возникновение в ту же эпоху в противоположной «точке» земного шара островной дуги Скоша, одной из наиболее удивительных и невероятных структур Тихоокеанского орогенного пояса в виде огромной «петли» длиной 1500 км (!), глубоко выгнутой в пространство между Южной Атлантикой и Западной Антарктикой [19].

Приходится признать, что настоящее глубокое исследование Хабаровской астроблемы находится лишь на самом начальном этапе, но масштабы этой грандиозной структуры таковы, что потребуют, очевидно, многолетних усилий, в том числе международных научных коллективов.

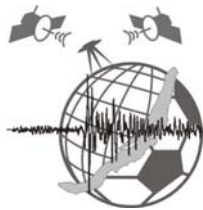
Доступность Хабаровской космогенной структуры, возможно, одной из крупнейших на нашей планете, положение ее на границе великих стран и оживленном перекрестке международного общения открывают новые широкие горизонты для плодотворного международного сотрудничества в области науки, образования и туризма.

Автор посвящает свой скромный труд памяти выдающегося американского исследователя – астрогеолога и импактолога Юджина Мерло Шумейкера, чья жизнь трагично оборвалась 15 лет назад в экспедиции к астероидным кратерам в самом сердце Австралии.

Литература

1. Алифанов В.Р. Динозавры Сахалина и Японских островов // Природа. 2007. № 5. С. 29–30.
2. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 38 с.
3. Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.
4. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
5. Гигантские астроблемы России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 21 с.
6. Государственная геологическая карта РФ. 1: 1 000 000. Лист М -53. СПб.: Мин. природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП «Дальгеофизика», 2008.
7. Зейлик Б.С., Кузовков Г.Н. Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 78 – 82.
8. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
9. Нечаева И.А. Признаки ударного воздействия в породах центральной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, № 5, С. 1227–1230.
10. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
11. Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Хабаровск: Приамурское географическое общество, 2004. 52 с.
12. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. Хабаровск. 2004. № 1. С. 92–105.
13. Сушкин Л.Б. О космогенных структурах Дальнего Востока России // Геологические опасности: XV Всерос. конфер. с межд. участием, Тез. докл. Архангельск, 2009.

14. Сушкин Л.Б. Главные черты крупной позднемезозойской Хабаровской астроблемы («Дерсу») // Современное состояние наук о Земле: Междунар. конфер, посвящ. памяти В.Е. Хаина: Тез. докл. М.: МГУ, 2011.
15. Фельдман В.И. Петрология импактитов. М.: МГУ, 1990. 299 с.
16. Юдин И.А., Коломенский В.Д. Минералогия метеоритов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 200 с.
17. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous / Tertiary extinction. Science. 1980. 208. P. 1095–1108.
18. Australian Impact Structures // AGSO Journal. 1996. V.16, № 4. 625 p.
19. Dalsiel I.W.D, Elliot D.H. The Scotia Arc and Arctic Margin The Ocean Basins and Margins. //The South Atlantic / F.G. Stehly and A.E. M. Nairn (eds). New York: Plenum, 1973. P. 171–246.
20. Shoemaker E., Chao E.C.T. New evidence for the impact origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany // Journal of Geophysical Research. 1961. V. 71. P. 3371–3378.
21. The sedimentary record of meteorite impacts. Geological Society of America, special paper 137, Edit. by R. Kevin, J. Evans, Jr. Wright Horton, T. David, Jr. King, and Morrow J.R. 2008, 213 p.



И.Г. Татьков¹, Г.И. Татьков², Ц.А. Тубанов², П.А. Предеин²
¹Бурятский филиал Геофизической службы СО РАН, Улан-Удэ, Россия
²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ГЕОМАГНИТНЫЙ И МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Изучение геодинамических процессов, происходящих в Байкальской рифтовой зоне и непосредственно в очаговых зонах землетрясений, требует развития комплекса методов пассивного и активного сейсмического, гидродеформационного, геомагнитного и магнитотеллурического мониторинга. Для этих целей на территории Восточного Прибайкалья создана сеть из 14 наблюдательных станций, обслуживаемых специалистами ГИН СО РАН и Бурятского филиала ГС СО РАН.

На 1 мая 2012 г. в состав данной сети входили: четыре станции, на которых с 1998 г. ведется геомагнитный мониторинг полного вектора магнитного поля ΔT ; обсерватория Надеино с регистрацией трех компонент (H_x , H_y , H_z) магнитного поля; станция Энхалук, где с 15 февраля 2012 г. проводится полноценный магнитотеллурический мониторинг с измерением трех компонент магнитного (H_x , H_y , H_z) и горизонтальных (E_x , E_y) составляющих электрического поля с использованием аппаратуры АТД-8Е. В настоящее время основной массив данных составляют измерения полного вектора геомагнитного поля за 1998–2012 гг.

Для оценки корреляционных зависимостей выполнен комплексный анализ выборок полного вектора магнитного поля за 2008–2011 гг. по станциям и индексов солнечной активности (ИСЗФ СО РАН <http://ru.iszf.irk.ru>). Проведенный анализ показал наличие значений коэффициентов корреляции от 86 до 94 % между большинством станций (таблица) в зависимости от качества исходной выборки, геологического строения и сезонных явлений. Самые низкие значения корреляции получены на станции Сухой ручей, где наблюдаемые локальные отличия амплитудно-частотного состава геомагнитного поля связаны не только с техногенным влиянием ЛЭП и железной дороги, но и с отличным от других станций геологическим строением района.

Анализ по другим станциям показал более высокие коэффициенты корреляции рядов наблюдений. По результатам предварительной интерпретации сделаны выводы о зависимости амплитудно-частотного состава геомагнитного поля от техногенных факторов и геологического строения, минимальной плотности сети, необходимой для организации эффективного геомагнитного мониторинга (расстояние между станциями не менее 120 км), и переходе на регистрацию полноценных магнитотеллурических

зондирований (электрических и магнитных составляющих), позволяющих более полно оценить изменения, происходящие в геологических неоднородностях, а также локализовать их в пространстве [1, 2]. В ходе исследования определена оптимальная частота дискретизации 32 Гц регистрации сигнала для магнитотеллурических зондирований, позволяющая получить наиболее полные данные о геоэлектрических изменениях и более точно локализовать неоднородности при последующем моделировании.

Корреляционные зависимости между выборками геомагнитного поля по станциям

Станции	Хурамша	Надеино	Степной Дворец	Сухой Ручей
Хурамша	100 %	54 км	72 км	67 км
Надеино	83.82 %	100 %	110 км	120 км
Степной Дворец	86.45 %	93.87 %	100 %	52 км
Сухой Ручей	79.21 %	75.21 %	79.00 %	100 %

Примечание. По верхней диагонали таблицы указаны расстояния между станциями, в нижней – коэффициенты корреляции.

Планируется установить станции магнитотеллурического зондирования на пунктах наблюдения Сухой Ручей и Степной Дворец, с целью изучения геоэлектрического строения восточной части Байкальской рифтовой зоны, а также оценки возможности выделения индукционных сейсмомагнитных явлений, получения передаточных функций (магнитный типпер и тензор импенданса, характеризующих глубинную электропроводность). А также дооснастить OEM-магнитометрами полного вектора магнитного поля станции Котокель, Горячинск и Максимиха.

Литература

1. Дашевский Ю.А., Мартынов А.А. Обратные задачи электрических зондирований в сейсмоактивных районах. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 2002. 52 с.
2. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Магнитотеллурическое зондирование Байкальского рифта // Материалы Пятой всероссийской школы–семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли – ЭМЗ 2011». Кн. 1. СПб., 2011. С. 269–273.

С.В. Трофименко

Технический институт (филиал) ФГАОУ ВПО «ЯГУ», Нерюнгри, Россия

ГОДИЧНАЯ ДИНАМИКА ДВИЖЕНИЯ GPS-ПУНКТА «НЕРЮНГРИ»

На территории Южной Якутии с 2009 года с целью определения современных движений и деформаций земной коры начаты наблюдения методами GPS-геодезии в одном пункте. Согласно новейшим геолого-геофизическим исследованиям, проведенным в данной области, для кинематики разломов в пункте регистрации характерно наличие сдвиговых, надвиговых и сбросовых деформаций [1, 2].

Обработка результатов измерений проводилась по стандартной методике методом расчетов псевдорасстояний и фазовых измерений для каждого дня наблюдений программным пакетом GAMIT [3]. На первом этапе обработки GPS-данных, на основе дифференциальных фазовых и кодовых наблюдений, рассчитывались координаты пункта, тропосферная задержка с интервалом два часа, параметры движения спутников, а также фазовые неоднозначности. Для связи пункта с Международной системой отчета ITRF2005 было использовано 28 IGS станций. На втором этапе полученные ежедневные решения объединились с результатами Scripps Orbital and Position Analysis Center (SOPAC, <http://sopac.ucsd.edu/>) для глобальных станций с использованием фильтра Кальмана (GLOBK) [4]. При этом для уравнивания решения с системой отчета ITRF2008 [5] были

рассчитаны параметры трансформации Хельмерта. В результате был получен временной ряд ежедневных позиций станции наблюдений по широте, долготе и высоте. На рисунке представлены графики смещения пункта регистрации в горизонтальной плоскости, а также усредненные среднемесячные изменения горизонтальных составляющих вектора смещений (вставка 3). Все типы движений за период измерений можно представить в виде расширенной аддитивной модели:

$$Y_t = U_t^1 + V_t^1 + S_t^1 + C_t^2 + C_t^1 + \varepsilon_t, \quad (1)$$

где U_t^1 – систематические изменения в виде тренда; V_t^1 – сезонная компонента, обусловленная влиянием природно-климатических факторов; C_t^1 , C_t^2 – периодические компоненты смещения; S_t^1 – спорадические изменения вследствие сейсмических и других геологических процессов; ε_t – случайная компонента.

Быстрая компонента скорости деформации (суточные деформации) представлена азимутами от 83° до -83° (вставка 1), статистика распределений которых выражена двухмодальным распределением в виде максимумов в азимутах 0° и 50° – 70° (рисунок, вставка 1).

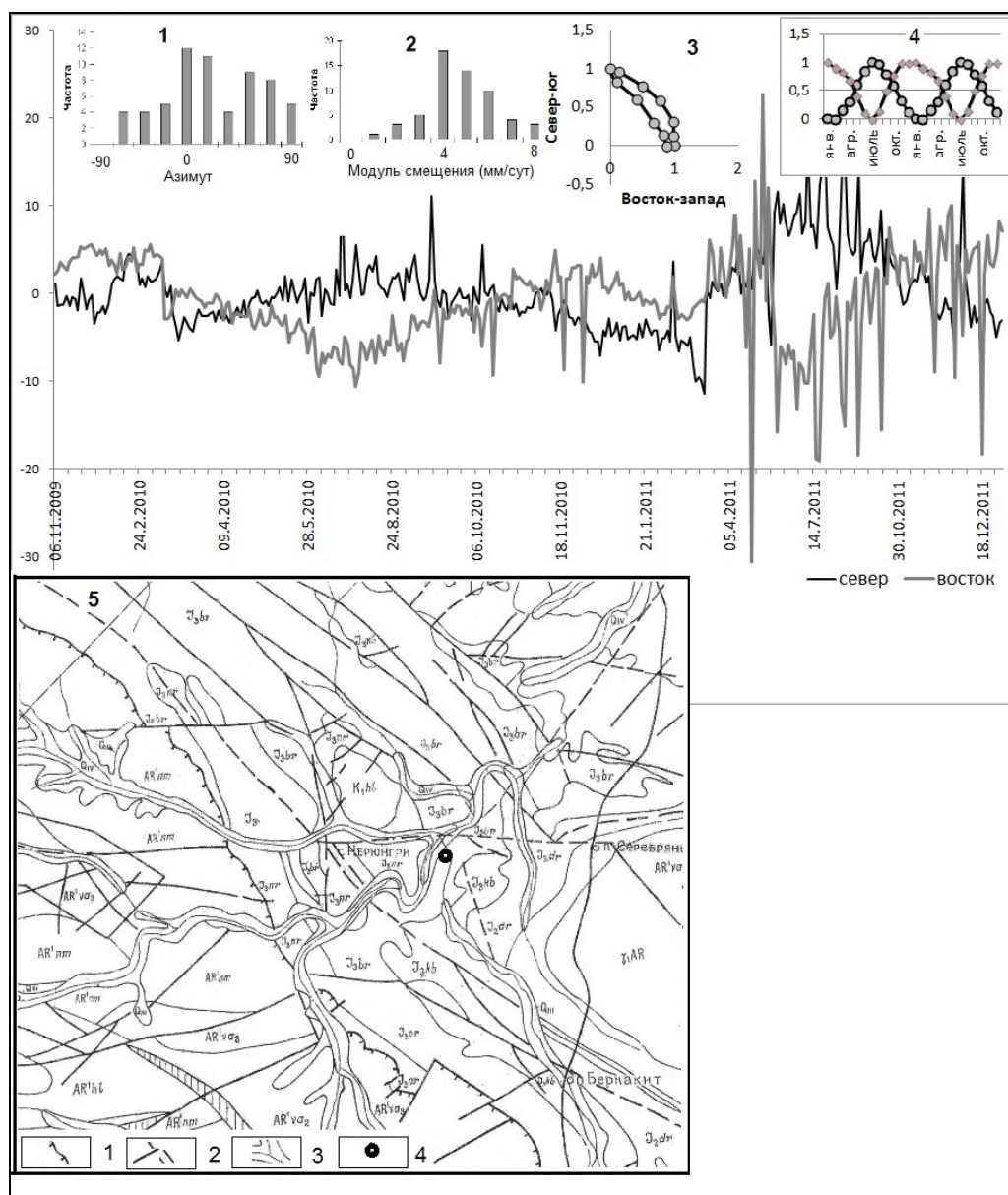
Отличие статистики от нормального закона распределений может свидетельствовать о наличии внешнего источника возмущений, который вызывает видимое смещение пункта регистрации в выделенных направлениях и может быть как геологической, так и чисто технической природы.

Статистика распределений модулей векторов смещений подчинена случайному закону (рисунок, вставка 2) с преобладающим максимумом скорости смещений 4 мм/сут.

Первые результаты обработки временного ряда наблюдений показали наличие различных типов движений [6, 7]:

- начало измерений (ноябрь 2009 г.) сопровождалось сдвиговой субширотной деформацией земной поверхности с одновременным прогибом северной границы блока. Окончание первой серии измерений отмечено обратной деформацией;
- зимний период (декабрь 2009 г. – начало февраля 2010 г.) характеризуется отсутствием вертикальных подвижек на уровне погрешности измерений при уровне значимости $\alpha=0.05$. Азимуты смещений меняются по линейному закону от -83° до 83° . Горизонтальные смещения пункта группируются в два кластера со смещениями второй серии в северо-западном направлении, а затем, после односуточного восточного сдвига, в юго-восточном;
- в весенний период в горизонтальной плоскости отмечены знакопеременные субширотные колебания, которые можно представить в виде периодической функции, модулированной экспонентой вида $C_t^1(t) = \exp(-\lambda t) \cos(2\pi / T)$. Стабилизация в динамике деформационного процесса произошла после землетрясения 14.03.2010 г. магнитудой $M=4.2$, хотя эти два процесса могут быть вызваны более общими региональными причинами.

Развитие деформационного процесса по соотношению горизонтальных движений может свидетельствовать о его связи с геометрией активных разломов. Аналогичными исследованиями на северо-восточном фланге БРЗ установлено направленное смещение Забайкальского геоблока к юго-востоку [8]. Геолого-геофизические исследования в исследуемом районе показали, что по системам разрывных нарушений северо-восточного простирания формируются сбросы в комбинации с левосторонними сдвиговыми перемещениями. По широтным разломам доминируют сдвиговые деформации с подчиненной вертикальной составляющей [9]. Выделенные типы движений могут быть обусловлены кинематикой Нижне-Нерюнгринской зоны разломов [1].



Двухгодичный ряд наблюдений горизонтальной составляющей движения GPS-пункта «Нерюнгри».

Вставки: 1 – статистика распределение азимутов горизонтальных движений; 2 – статистика распределения модуля горизонтальных движений; 3 – динамика осредненных перемещений GPS-пункта; 4 – годовые циклы горизонтальных компонент; 5 – схема размещения GPS-пункта регистрации: 1, 2 – активные разломы (1 – Южно-Якутский надвиг; 2 – система Нижне-Нерюнгринского и Беркакитского разломов; 3 – элементы речной сети; 4 – расположение пункта GPS-наблюдений

Взаимосогласованное смещение горизонтальных компонент (вставка 3) свидетельствует о вовлечении в деформационный процесс диагональной системы разломов северо-восточного простирания с одновременным воздействием на блок горизонтальных сжимающих сил. Годичный цикл смещения пункта свидетельствует (вставка 4) о наличии периодических компонент ряда (1), связанных с неравномерностью вращения Земли в течение года и может быть аппроксимирован функциями вида $C_i^2(t) = \cos(2\pi t / 12)$ для компоненты «восток–запад» и $C_i^2(t) = \sin(2\pi t / 12)$ для компоненты «север–юг». Основным структурным элементом аддитивной модели является тренд U_i , обуславливающий наличие систематического изменения наблюдаемого показателя

смещения в течение продолжительного времени. Определение величин U_i по каждой компоненте уточняется в процессе наблюдений и на 1.01.2012 г. составляет: North: -7.67 ± 0.33 мм/год, WRMS 3.7 мм, NRMS 1.64; East: 23.19 ± 0.37 мм/год, WRMS 4.0 мм, NRMS 2.22; Up: -11.92 ± 1.23 мм/год, WRMS 13.5 мм, NRMS 2.12.

Автор благодарит коллег из Института земной коры – С.В. Ашуркова, В.А. Санькова, А.В. Санькова за сотрудничество в организации GPS-наблюдений и обработку полученных данных.

Литература

1. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожи Е.А. н, Имаев В.С., Никитин В.М., Гриб Н.Н. Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона //Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 55–74.
2. Овсюченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Очаговые зоны сильных землетрясений Южной Якутии //Физика Земли. 2009. № 2. С. 15–33.
3. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Reference manual GAMIT. GPS analysis at MIT release 10.3, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, 2006. http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/GAMIT_Ref_10.3.pdf.
4. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GLOBK reference manual. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program release 10.3, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, 2006. http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/GLOBK_Ref_10.3.pdf
5. Altamimi Z., Collilieux X., Legerand J., Garayt B., Boucher C. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters // J. Geophys. Res., 2007, V. 112, № B9, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
6. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Предварительные результаты GPS-исследований в переходной зоне Алданского щита // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: материалы Пятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 204–208.
7. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Динамика движений GPS-пункта как отражение состояния геофизической среды // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. 5-го междунар. симпозиума, г. Бишкек. В 2 т. Т. 2. Бишкек: ИС РАН, 2011. С. 106–109.
8. Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И. Современные движения литосферных блоков Центральной Азии по данным GPS-геодезии // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 165–179.
9. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Трофименко С.В. и др. Сейсмотектоника зоны сочленения структур Байкальской рифтовой зоны и орогенного поднятия Станового хребта // Геофизические исследования. М.: Изд-во ИФЗ, 2007. Вып. 8. С. 81–116.

С.В. Трофименко, Н.Н. Гриб

Технический институт (филиал) ФГАОУ ВПО "Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова", Нерюнгри, Россия

ИМПУЛЬСНЫЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИСТОЧНИКИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ СОВРЕМЕННОГО РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ

Геофизический мониторинг геологической среды – одно из основных направлений геодинамических исследований, которое позволяет дистанционно отслеживать процессы в земной коре. Теоретические разработки, модельные оценки параметров и возможных источников электромагнитных вариаций, лабораторные и полевые эксперименты по изучению сейсмoeлектромагнитных явлений позволили установить физическую природу электромагнитного излучения (ЭМИ) горных пород в их естественном залегании в условиях изменяющегося деформационного процесса земных недр [1–3].

Район исследований охватывает западную часть южной окраины Алданского щита Сибирской платформы и сопряженную с ним северную окраину позднеархейско-раннепротерозойской Становой складчатой системы, разделенных Становым (или Южно–Алданским) швом. В сейсмическом плане данный район по ряду признаков выделен в самостоятельную область, так называемую Олекмо-Становую сейсмическую зону (ОСЗ).

Изучение структуры геофизических полей вне реологических объектов предполагает установление соответствия построенных моделей геофизических полей структурно-геологическим образованиям, то есть установление адекватности модели. В теории М.А. Садовского [4] ставится задача отождествления блоковой модели геофизической среды блоковой структуре литосферы. То есть в геофизических полях любая аномалия – это модель, в геологической среде это структура. Поэтому любые особенности вариаций геофизических полей требуют установления соответствия модели реологии земной коры в пункте регистрации, что в свое время детально проанализировано в работе [5]. В рамках данной модели [4] было сделано несколько предположений: данная модель может «работать» только при сухом трении, т.е. при отсутствии миграции флюидов в верхней части земной коры, мощностью, не превышающей величину скин-слоя для регистрируемой в определенном интервале частот электромагнитной волны; перед землетрясением должен наблюдаться минимум суточных аномалий ЭМИ, после того как сформировалась консолидационная область [6]; в период действия афтершоков возможно появление аномалий ЭМИ вследствие нестационарности сейсмического процесса и возможности кратковременной повторной консолидации блоков [7]; аномалии ЭМИ могут проявляться с расстояния, определяемого через систему взаимодействующих структур в виде единой геодинамической системы [8].

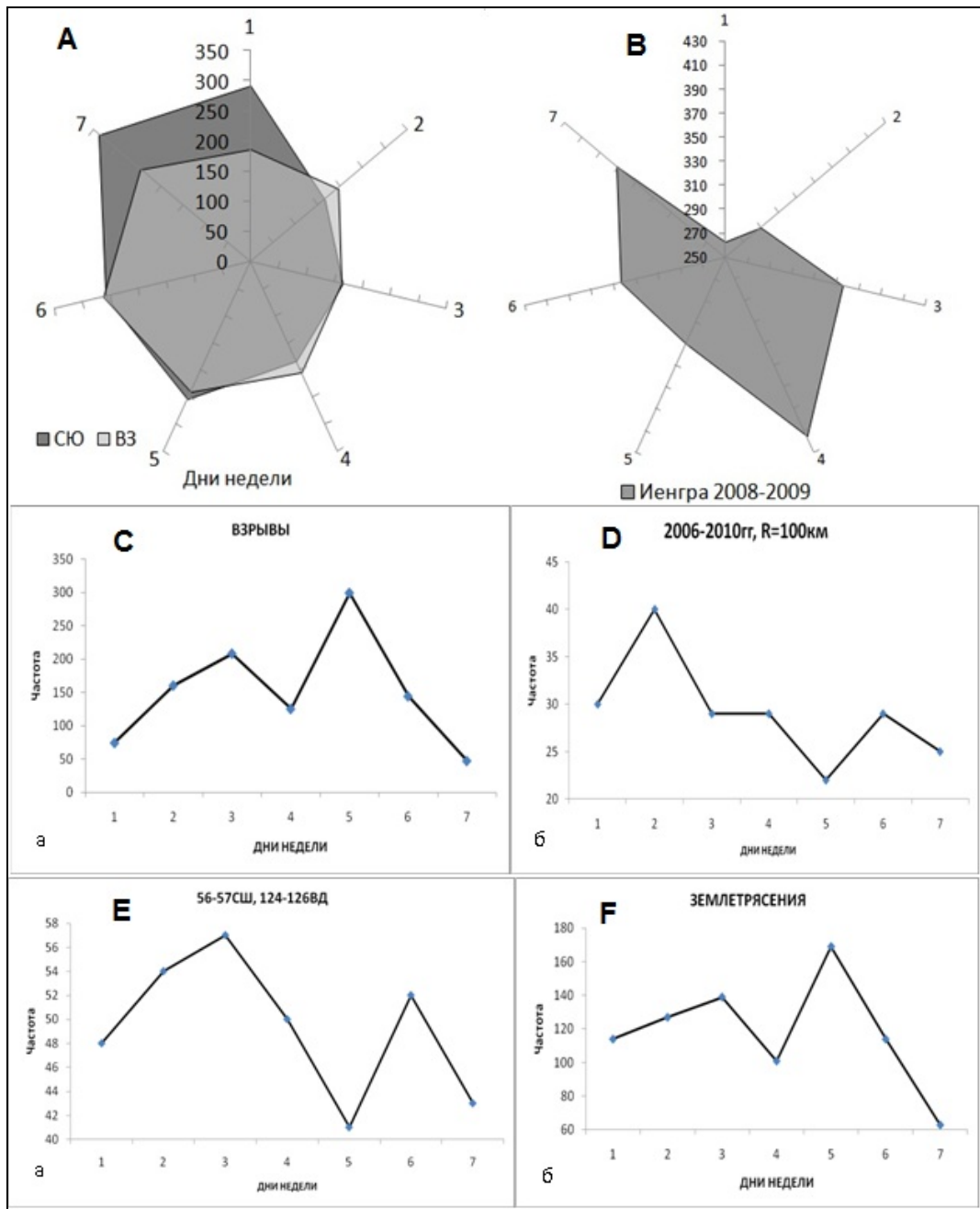
Для целей геофизического моделирования представляет несомненный интерес статистика распределений аномалий ЭМИ, реализованная на выделенных периодах сейсмического процесса. Фактически данная задача сводится к задаче разделения источников электромагнитного излучения экзогенной, эндогенной и техногенной природы.

На рисунке, *A, B*, показаны результаты статистических построений в двух пунктах регистрации электромагнитных излучений («Нерюнгри» – «Иенгра»).

Для семидневной статистики для обоих пунктов регистрации «Нерюнгри» и «Иенгра» характерно наличие максимума интенсивности в воскресенье, причем для пункта «Нерюнгри» данный эффект наблюдается только для «С-Ю» компоненты с двукратным превышением амплитуды. Для пункта «Нерюнгри» изменение частоты появления импульсных ЭМИ представлено выпуклой функцией с минимумом активности от вторника до четверга. В пункте «Иенгра» на среду–четверг приходится максимум активности с наличием линейного тренда. Данные по двум пунктам не коррелированы ($K_{кор} < 0.2$), хотя максимум в воскресенье характерен для обоих пунктов регистрации.

Закономерное изменение в статистике распределений выбросов по дням недели может быть следствием наложения двух процессов. Во-первых, по аналогии со статистикой распределений слабых землетрясений (рисунок, *C–F*) форма кривых подобна наблюдаемому эффекту «выходных дней» [9, 10], хотя в данном локальном случае наблюдается обратный эффект «выходных дней», т.е. на минимум сейсмической активности приходится максимум импульсных ЭМИ.

С другой стороны, известно, что распределения штормовых микросейсмических шумов и микроземлетрясений коррелируют с лунно-солнечными приливными вариациями силы тяжести. Эта избыточная сейсмическая энергия может трансформироваться в энергию электромагнитного излучения, что и наблюдается в статистике распределений регулярной составляющей ε_i^{per} импульсных аномалий ЭМИ. В контексте данного предположения аномалии ЭМИ ε_i^{per} – это аналог штормовых микросейсм.



Статистические вариации проявления импульсной составляющей ЭМИ, взрывов и землетрясений

A, B – изменение частоты появления импульсной составляющей ЭМИ в течение недели в двух пунктах регистрации «Нерюнгри–Иенгра»; *C, D* – распределение взрывов и землетрясений за пределами радиуса корреляции (3–10 с) по данным Нерюнгринской сейсмостанции за 2006–2010 гг.; *E* – распределение землетрясений (345 событий) по данным каталога ГС РАН за 1962–2005 гг.; *F* – распределение всех землетрясений в ближней зоне (827 событий в пределах радиуса корреляции по данным Нерюнгринской сейсмостанции за 2006–2010 гг.).

Дополнительно к изложенным причинам характерного проявления статистики распределений выбросов ε_i^{im} ЭМИ суммарный сигнал может содержать эффект от ближних и дальних землетрясений за счет активизации поверхностных структур в зонах динамического влияния активизированных разломов при прохождении упругих волн. Согласно принципу суперпозиции электромагнитных волн оба эффекта могут проявляться одновременно.

Однако в данном случае, в стационарной фазе развития сейсмического процесса, следовало бы ожидать равномерное распределение импульсных аномалий для активизации субширотных тектонических структур, простирающихся западнее пунктов регистрации.

Например, для представленной статистики распределений характерно в среднем противофазное распределение числа событий на семидневных реализациях. То есть увеличение землетрясений в радиусе корреляции приводит к уменьшению числа выбросов (импульсов) ЭМИ ε_t^{im} в пункте «Нерюнгри», в противоположность с изменением регулярной (периодической) составляющей, где зависимость прямая. Для пункта «Иенгра» уменьшение числа событий в течение недели приводит к положительному тренду ε_t^{im} .

В блоковой структуре земной коры [4] динамика ε_t^{per} изменений контролируется кинематикой взаимодействия блоков и микроблоков и пропорциональна скорости диссипативных процессов энергии упругих деформаций, причем периодические компоненты аномалий ЭМИ будут проявляться только при наличии подвижных систем активных разломов. Физика данного процесса обсуждалась ранее [6–8].

При уменьшении сейсмической активности $\Delta E / \Delta T$ (числа землетрясений за определенный интервал времени) увеличивается относительная деформация как шовных зон, так и самих блоков. В этом случае при сохранении постоянства горизонтальной составляющей тензора напряжений возможно образование новых микротрещин или обновление уже имеющихся при достижении предельной деформации разрушения для данного уровня иерархии блоков.

Для пункта «Нерюнгри» увеличение числа взрывов инициирует низкоэнергетическую сейсмичность и приводит к временной поверхностной дезинтеграции блоков. Вследствие этого уменьшается деформация, снижается кинематика взаимодействия микроблоков и уменьшается число ε_t^{im} импульсов в тех же геодинамических условиях, что и описаны выше.

Полученные результаты статистического моделирования выбросов ε_t^{im} ЭМИ отличаются от результатов, полученных ранее другими авторами [3, 5], однако природа их может быть объяснена в рамках теории [1, 2], с учетом моделей ЭМИ, изложенных в [3], базирующихся на закономерностях сейсмического процесса в блоковой среде [4].

Литература

1. Воробьев А.А. Физические условия залегания вещества в земных недрах. Томск: Изд-во Томского политех. ин-та, 1971. Ч. 1. 270 с.
2. Воробьев А.А. Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1980. 211 с.
3. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмoeлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.
4. Садовский М.А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М. Наука, 1991. 96 с.
5. Электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1982. 88 с.
6. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Анализ вариаций естественного электромагнитного поля Земли в связи с сейсмичностью Южно-Якутского региона // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. Т. 1. С. 105–107.
7. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Вариации электромагнитного поля как отражение сеймотектонических процессов Олекма-Становой зоны // Известия Томского политехнического университета. «Науки о Земле». 2009. Т. 314, №1. С. 48–53.
8. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Электромагнитный мониторинг переходной зоны сочленения Алданского щита и Становой складчатой системы // Шестой Всероссийский симпозиум «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. С. 256–259.

9. Гульельми А.В., Зотов О.Д. О геомагнитном эффекте “мировых дней” // Геомагнетизм и Аэронаука. 1986. Т. 26, № 5. С. 870–872.

10. Fraser-Smith A.C. Weekend increase in geomagnetic activity // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 84, № A5. P. 2089–2096.



Е.Н. Черных, А.А. Добрынина
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

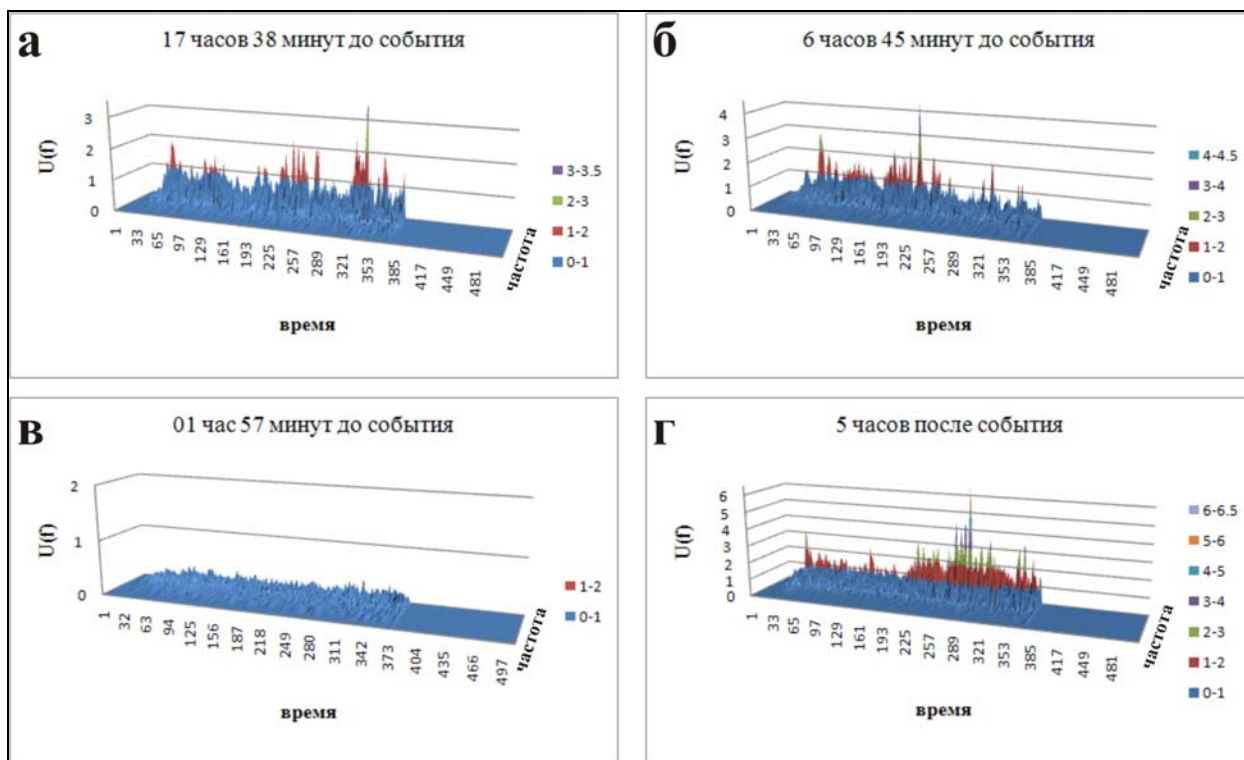
ВАРИАЦИИ УРОВНЯ МИКРОСЕЙСМ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Низкочастотные микросейсмические колебания несут информацию о земной коре, отражают изменение ее состояния и, как следствие, могут использоваться для прогноза землетрясений [1, 2]. Ярким примером удачного прогноза сейсмического события по микросейсам (с выделением долгосрочных предвестников) является прогноз катастрофического землетрясения Tohoku 11 марта 2011 г. с магнитудой $M=9$ [2]. Возможность краткосрочного прогноза для Байкальской рифтовой системы (БРС) иллюстрируется примером изменения спектрального состава сейсмического шума перед Куморским землетрясением 16 сентября 2003 г. с энергетическим классом $K_p=14$ ($M_w=5.6$): за один час до землетрясения наблюдается значимое уменьшение уровня сейсмического шума на сейсмостанции Кумора (расстояние до эпицентра 25 км) с минимумом на частоте 6.6 Гц [3]. Целью настоящего исследования является поиск краткосрочных предвестников слабых, умеренных и сильных землетрясений БРС по данным о низкочастотных микросейсмических колебаниях.

Поиск предвестников в БРС осуществлялся с помощью спектрально-временного анализа записей микросейсм, полученных на станциях Байкальского филиала ГС СО РАН, локализованных на расстояниях от 3 до 55 км от эпицентров землетрясений. Всего было рассмотрено 30 землетрясений с энергетическими классами $K_p=9.5-14.3$ ($M=3.1-5.7$), произошедших на территории БРС за период 2002–2009 гг. Нами анализировались часовые записи микросейсм за 1–2 суток перед землетрясением и за сутки после землетрясения. В результате для девяти событий с $K_p=10.1-14.3$ ($M=3.4-5.7$) установлено значительное понижение уровня сейсмического шума за несколько часов до землетрясения (в среднем за 4–5 часов до землетрясения). Например, для землетрясения 4 октября 2002 г. (время в очаге 17 часов 59 минут, $K_p=12.2$) на станции Северомуйск (рисунок) (эпицентральное расстояние 40 км) за 5 часов до землетрясения отмечается понижение спектрального уровня сейсмического шума (рисунок, в), это понижение наблюдалось также в течение нескольких часов после землетрясения. Через два с половиной часа после землетрясения началось постепенное повышение уровня сейсмического шума, и через четыре часа после толчка амплитуда сейсмического шума достигла своей нормальной величины (рисунок, з).

Эффект понижения уровня спектрального шума перед близким землетрясением установлен для сейсмических станций Северомуйск, Нижнеангарск, Талая, Уоян и двух временных станций в районе Южного Байкала. Отсутствие предвестника для других рассматриваемых станций объясняется низким отношением сигнал/шум, где под сигналом понимается предвестник, а под шумом – аппаратурные искажения. Большую роль здесь играет расстояние от приемника до эпицентра землетрясения. Так, на сейсмостанции Талая (стоит на скальном основании) наблюдается понижение уровня сейсмического шума перед слабым землетрясением ($K_p=10.1$), локализованным на расстоянии 3 км, в то время как перед одним из афтершоков Култукского землетрясения 2008 г. (эпицентральное расстояние 27 км, энергетический класс $K_p=12.1$) изменений в частотном составе микросейсм не наблюдается. Также при поиске краткосрочных предвестников

важны условия под сейсмическими станциями. Часть станций БФ ГС СО РАН характеризуется значительными сезонными и суточными изменениями частотного отклика верхней части разреза, что объясняется как приливными и прибойными эффектами на оз. Байкал (некоторые станции расположены вблизи береговой линии), так и наличием сильных техногенных помех (транспорт, ГЭС, железная дорога) [4]. В дальнейшем планируется продолжить исследования в данном направлении и оценить зависимость проявления предвестника от силы землетрясения, эпицентрального расстояния и условий под станцией, а также найти характерное время его проявления и средний «период жизни», что поможет в дальнейшем судить о его природе.



СВАН-диаграммы сейсмического шума на станции Северомуйск.

а – за 17 часов 38 минут до землетрясения 4 октября 2002 г.; *б* – за 6 часов 45 минут до события; *в* – за 2 часа до землетрясения; *г* – через 5 часов после землетрясения.

Таким образом, методом спектрально-временного анализа сейсмического шума для девяти землетрясений БРС установлено значительное понижение уровня сейсмического шума за несколько часов перед толчком, что может классифицироваться как краткосрочный предвестник. Указанный эффект может быть использован для автоматического определения приближающегося землетрясения на объектах повышенной опасности, располагающихся в сейсмически активных зонах.

Работы выполняются при частичной поддержке проекта программы Президиума РАН № 4.1.

Литература

1. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники / Отв. ред. В.Н. Страхов. М.: Наука, 2003. 270 с.
2. Любушин А.А. Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г.: долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10, № 1. С. 9–35.
3. Черных Е.Н., Табулевич В.Н. О создании базы данных по сейсмическим шумам. // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Архангельск, 2004. С. 357–361.

4. Chernykh E.N., Dobrynina A.A. Variations of the microseism spectral ratios for Baikal seismic station network // Geophysical Research Abstracts. V. 12. EGU2010-479. 2010. EGU General Assembly, 2010.

З.Б. Чистова, Ю.Г. Кутинов

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

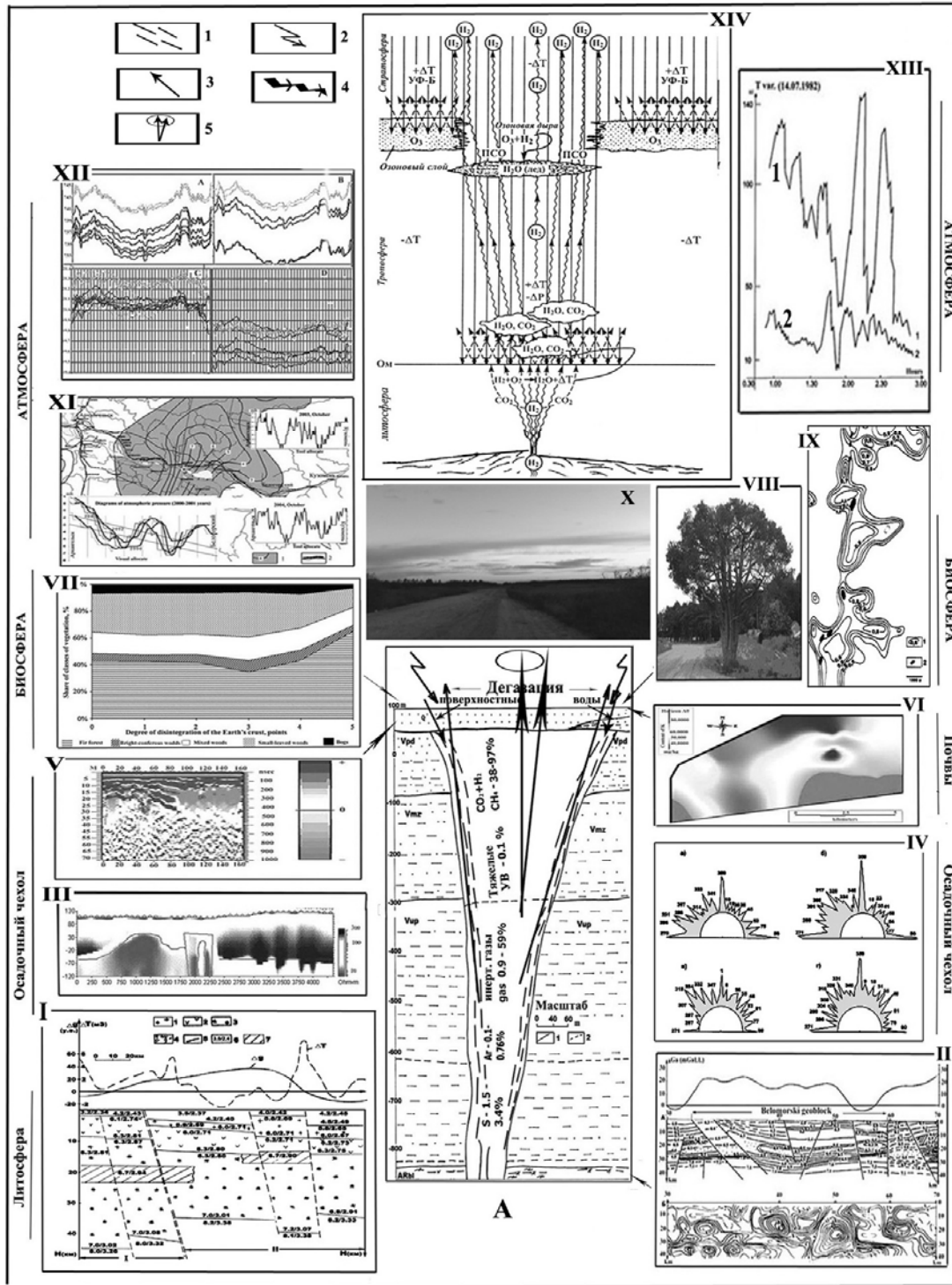
ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА СОСТОЯНИЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

В 2000–2011 гг. нами изучались процессы взаимодействия геосфер в тектонических узлах на территории севера Русской плиты. В районах узлов сформировались глубинные вертикальные высокопроницаемые структуры, где на современном этапе наблюдается встречная система «воздействие–отклик», т.е. не только изменение внешних геосфер воздействует на напряженно-деформированное состояние геологической среды, но и сама геологическая среда воздействует на метеорологические параметры и, как следствие, на состояние окружающей среды. По полученным данным была разработана модель взаимодействия геосфер в районах тектонических узлов (рисунок) на уровне литосфера – гидросфера – биосфера – атмосфера. Вкратце результаты выглядят следующим образом.

Фундамент. Региональные тектонические узлы образованы пересечением рифейских грабенов северо-западного и трансблоковых зон меридионального и северо-восточного простирания. Узлы их сопряжения характеризуются высокой блоковой делимостью, повышенной сейсмичностью и аномальными значениями теплового поля. Господствующее простирание разрывных нарушений – северо-восточное и субмеридиональное, существенно подновлялись и рифейские структуры северо-западного простирания. Т.е. система разломов представляла собой динамо-пару, функционировавшую в режиме растяжения–сжатия, и на пересечении разноориентированных дислокаций возникал вертикальный глубинный стволочной канал с аномальными свойствами среды (рисунок).

Венд-палеозойский осадочный чехол. Подавляющее большинство разломов – нарушения со смещением слоев в теле фундамента, а в осадочном чехле им соответствуют узкие зоны трещиноватости, флексуобразные перегибы. Иначе обстоит дело с тектоническими узлами, представляющими собой сложнопостроенные как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости объемные тела, простирающиеся на значительные глубины (вплоть до поверхности Мохо). Т.е. на пересечении сдвиговых структур с нарушениями других простираний может возникать вертикальный канал, образованный по типу трансформных разломов. По узлам тектонических нарушений наблюдается подъем глубинных минерализованных вод (рисунок, А, III), являющихся транспортером глубинных газов. Узлы тектонических нарушений, имея сложную структуру проводимости (рисунок, а, III), могут являться источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля (своего рода природные диполи) (рисунок, XIII).

В верхней части разреза наблюдаются палеодолины сложного строения с глубиной вреза до 200 м, являющиеся «гидрогеологическими окнами». Наблюдается усиленный водообмен между поверхностными и глубинными горизонтами, который характерен не только для палеодолин, но и для зон повышенной трещиноватости (рисунок, а, III, V). К верхней части разреза приурочены и комплексные геохимические аномалии. На протекающие здесь гидрохимические процессы указывает и повышенная намагниченность четвертичных отложений.



Модель взаимодействия геосфер в районах тектонических узлов.

A – строение тектонического узла; литосфера: I–II – разрез по профилям ГСЗ [4]; III – геоэлектрический разрез [5]; IV – розы-диаграммы элементов индикаторов разломов: а – поля силы тяжести; б – магнитного поля; в – космофототолонеаментов; г – гидросети; V – результаты георадиолокационных исследований; почвы: VI – содержание К в горизонте А0; биосфера: VII – структура растительного покрова [2]; VIII – дихотомия деревьев; IX – характер распределения корреляции между Mn и Zn в коре деревьев [1]; атмосфера: X – структура облачности; XI – строение атмосферного минимума; XII – графики атмосферного давления и содержания кислорода; XIII – графики магнитных вариаций в тектоническом узле и за его пределами [3, 4]; XIV – модель воздействия потока глубинных газов (по [5]): 1– зоны повышенной раздробленности и подтока глубинных газов и минерализованных вод; 2 – участки повышенной плотности гроз; 3 – потоки ультрафиолета; 4 – потоки газов.

Педосфера. Результаты исследований содержания калия и фосфора в почвах в районе тектонического узла показывают, что чем ближе к центру узла пересечения тектонических дислокаций, тем содержание исследуемых элементов выше (рисунок, VI).

Биота. Наблюдается изменение площадной структуры растительного покрова в узлах тектонических нарушений (рисунок, VII). С ними также совпадают места гибели морских звезд и рыб, дихотомии деревьев (рисунок, VIII), участки загрязнения почв и повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев (рисунок, XI). Т.е. возможен подток минерализованных вод и дегазация из глубоких горизонтов земной коры. К тому же во время магнитных бурь не исключено и изменение ионного состава вод. Не меньшее значение имеют и газовые составляющие зон региональных разломов.

Атмосфера. В результате измерений над тектоническими узлами был установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления. Минимумы имеют сложное строение с повышением значений в центре и понижением по периферии (рисунок, XI). Измерения, проведенные в разные годы, показывают, что выделенные минимумы являются статичными и не претерпевают сезонных изменений. Такое строение барического поля обеспечивает ускоренное выпадение атмосферных осадков: жидкие осадки в центре тектонических узлов выпадают значительно реже, а их количество на 26–38 % меньше. Такое распределение осадков влияет и на растительные сообщества (рисунок, VII) и на распределение элементов в почвах (рисунок, VI). В 2008 – 2011 гг. были проведены измерения атмосферного давления по профилю Архангельск – Пинега для уточнения динамики изменения содержания кислорода в приземном слое атмосферы на площади тектонического узла. Несмотря на практически полную сходимость графиков атмосферного давления, картина содержания кислорода в разные годы различна (рисунок, XII). Во всех случаях было зафиксировано снижение содержания кислорода по периферии узла, что связано, по мнению авторов, с подтоком глубинных газов, в первую очередь CO₂, что подтверждается характером «озоновых дыр» над территорией Севера Русской плиты [5].

Изменения динамики короткопериодных вариаций в момент магнитных бурь (рисунок, XIII) в тектоническом узле и наличие зон повышенной проводимости (рисунок, III) позволяют предположить возникновение в них наведенных магнитотеллурических токов и, как следствие, ионизацию воздуха над узлами разломов. Своеобразная структура облачности над узлами (повышенная плотность облаков по периферии узлов и их отсутствие в центре) говорит об изменении электрической проводимости атмосферного воздуха (рисунок, X) и возможной глубинной дегазации (рисунок, А, XIV). Этот вывод подтверждается также повышенной частотой прохождения гроз по периферии тектонических узлов по сравнению с их центрами (в 3–4 раза) (рисунок, А), что сказывается и на частоте лесных пожаров.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Север № 11-04-98802а и целевой программы поддержки проектов в рамках содружества УрО РАН с СО РАН, проект 12-С-5-1013.

Литература

1. Главатских С.П. Геохимические критерии и методы поисков алмазоносных кимберлитов (на примере Архангельской кимберлитовой провинции): Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 1992.
2. Гофаров М.Ю., Кутинов Ю.Г., Болотов И.Н. Ландшафты Беломорско-Кулойского плато: тектоника, подстилающие породы, рельеф и растительный покров. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 167 с.
3. Коротков Ю.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Возможности электроразведки при поисках кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Поморского университета. Сер. Естественные и точные науки. 2007. № 2.(12). С. 26–34.

4. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

5. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.



С.А. Язев^{1,2}

¹ *Астрономическая обсерватория ИГУ, Иркутск, Россия*

² *Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия*

СИБИРСКИЕ СУПЕРБОЛИДЫ XXI ВЕКА

Введение. Как известно, в атмосферу Земли регулярно попадают метеорные тела сравнительно крупных (субметровых и метровых) размеров [1]. Они наблюдаются в виде болидов – ярких метеоров с «хвостами», видимым дроблением на фрагменты в виде «искр», иногда сопровождаемых акустическими эффектами. В отдельных случаях особо мощных болидов (суперболидов) наблюдаются сотрясения из-за действия ударной волны, порождаемой взрывами метеорных тел на больших высотах.

Имеющиеся оценки указывают, что явление суперболида порождается входом в атмосферу тела с характерным размером около первых метров. Физическая природа таких тел может быть различной. Железные метеороиды могут привести к выпадению железных метеоритов (пример – Сихотэ-Алинский метеорит с характерным размером на входе в атмосферу порядка 3–4 м). Такие события относительно редки. Каменные метеороиды, как правило, интенсивно разрушаются под воздействием давления набегающего воздушного потока и дробятся на мелкие фрагменты. При этом эффекты абляции приводят к интенсивной потере распыленного вещества с поверхности падающего метеорного тела, и в атмосферу впрыскиваются тонны вносимого материала. До поверхности Земли в таких случаях долетают лишь отдельные каменные фрагменты.

Ледяные метеороиды (фрагменты кометных ядер), по-видимому, также порождают болиды, хотя прямых подтверждений этому нет. Считается, что Тунгусское явление 1908 г. связано с взрывообразным испарением крупного ледяного метеороида (фрагмента кометного ядра) с характерным размером 30–50 м.

В настоящей работе приводятся данные о трех суперболидах, наблюдавшихся в Иркутской области в начале XXI в.

1. *Витимский болид* 2002 г. В ночь на 25 сентября 2002 г. (около 16.50 UT 24 сентября 2002 года, местное время около 01.50 ночи) на северо-востоке Иркутской области (Мамско-Чуйский и Бодайбинский районы, бассейн р. Витим) наблюдался яркий болид, сопровождавшийся акустическими эффектами и мощной воздушной волной, вызвавшей сотрясения на больших расстояниях [2–10]. Яркое свечение было обнаружено спутниками ВВС США на высоте около 62 км в точке А с географическими координатами 57.91° с.ш. и 112.90° в.д. Болид прослежен до высоты приблизительно 30 км над точкой В с координатами 58.21° с.ш. и 113.46° в.д. Реконструкция траектории падения по этим данным позволила оценить угол ее наклона к горизонту (примерно 34°). Общая длина проекции траектории от точки обнаружения до точки вероятного падения С (пересечения прямой траектории с землей) составила около 90 км. Рассчитанные координаты точки С – около 114.06° в.д., 58.60° с.ш.

Согласно спутниковым данным, в видимом диапазоне пик интенсивности излучения болида равнялся $2.4 \cdot 10^{11}$ Ватт/стерад. Общая излученная энергия оценена в $8.6 \cdot 10^{11}$ Дж, что соответствует температуре черного тела 6000 К и эквивалентно взрыву 200 т тротила. Суммарная кинетическая энергия на входе в атмосферу оценена в 2400 т тротила [11].

Болид падал в условиях сплошной низкой облачности над Мамско-Чуйским районом, нижняя кромка облаков – 1100 м, что соответствует высоте господствующих вершин (гольцов). Температура была около 0 °С, шел мелкий дождь, в горах – снег. Глубина снегового покрова на вершинах не превышала 5–10 см. Спустя несколько дней здесь прошли обильные снегопады, которые, как и предполагалось, законсервировали в слое снега выпавшие частицы из дымно-пылевого следа болида.

По известным параметрам траектории падения рассчитан радиант болида: прямое восхождение $22^{\text{h}}18^{\text{m}}$, склонение $10^{\circ}02'$ в созвездии Пегаса. Эти данные могут быть использованы для оценки принадлежности болида, названного автором Витимским, к какому-либо метеорному потоку, хотя приведенные ниже данные о составе вещества позволяют в первую очередь рассматривать предположительно астероидное происхождение метеороида.

Результаты выполненного под руководством В.С. Антипина комплексного анализа частиц субмикронного размера, обнаруженных в снеговых пробах второй Витимской экспедицией, приведены в [5–6]. Они позволяют с высокой степенью уверенности предполагать, что феномен Витимского болида явился следствием вхождения в атмосферу высокоскоростного каменного метеороида.

2. *Осинский болид* 2011 г. 1 марта 2011 г. в Осинском районе Иркутской области (райцентр Оса находится в 170 км к северо-востоку от Иркутска) приблизительно в 18.30 наблюдалось явление, которое можно интерпретировать как очередной суперболид. По данным агентства «Интерфакс-Сибирь», свечение неизвестного летающего объекта с последующим хлопком наблюдали на небе жители ряда населенных пунктов Осинского района – Обуса, Барахал, Хайга, Кутанка, Северный. Очевидцы описывали яркую вспышку, сильный хлопок, сопровождавшийся сотрясениями.

Студент географического факультета ИГУ М. Лопатин опросил очевидцев в пос. Приморский Осинского района. Очевидцы описали два ярких белых пятна, возникших в небе после явления. М. Лопатин, находясь на месте наблюдения, указанном очевидцем, определил по их показаниям азимут положения светлых пятен на небе при наблюдении из пос. Приморский ($85\text{--}90^{\circ}$) на высоте $25\text{--}30^{\circ}$ над горизонтом. На видеозаписи этих светлых пятен продолжительностью около минуты (получена неизвестным очевидцем на камеру мобильного телефона) видно, что светлые размытые пятна заметно смещаются на изображении, видимо, под действием ветра. Происхождение пятен неизвестно. Можно предположить, что это были облака типа инверсионного следа – конденсат на частицах из дымно-пылевого следа болида [12].

Главное свидетельство о болиде – его фотография, которую успел сделать житель района Алексей Сергеев на камеру мобильного телефона (рисунок).

Вспышка и последующий удар с разной задержкой (по субъективным оценкам очевидцев, от секунд до нескольких минут) отмечены на территории в несколько десятков километров. Судя по описаниям, наблюдаемые явления в Осинском районе можно связать с падением суперболида класса Витимского (но, видимо, несколько меньшей мощности).

3. *Второй Витимский (Гагаринский) болид* 2012 г. 12 апреля 2012 г. в пос. Витимский Мамско-Чуйского района Иркутской области ориентировочно в 20.10 местного времени наблюдались явления, похожие на эффекты, связанные с падением метеорита. Очевидцы, опрошенные по просьбе автора с использованием стандартной методики заведующим отделом по делам ГОЧС администрации района В.Л. Емельяновым, описывают гул, похожий на звук самолета, яркую вспышку и удар (хлопок) с сотрясениями. После этого несколько очевидцев наблюдали в западном направлении два столба темного дыма, один с «шапкой взрыва». Дымные столбы наблюдались на протяжении, по крайней мере, двух часов.

Версии с падением воздушных судов были отвергнуты, поскольку по официальным данным никакие полеты в этом районе не проводились. Гипотеза о падении крупного фрагмента космического мусора также представляется маловероятной, поскольку такие

события отслеживаются и становятся известны заранее. Версия падения метеорита остается основной, при этом «дымные столбы» могут указывать на достижение фрагментами падающего тела поверхности Земли. Это означает, что обследование направлений на дымные столбы от пос. Витимский с азимутами 280 и 320° в летнее время может оказаться перспективным для обнаружения последствий падения. С учетом даты падения, гипотетический болид предлагается назвать «Гагаринским», или вторым Витимским.



Осинский болид. Фото А. Сергеева.

Строго говоря, ни один из очевидцев не видел собственно болида (летающего в небе яркого шара), поэтому все версии остаются возможными, включая наземный взрыв без связи с космогенными факторами.

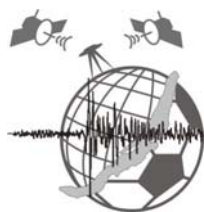
Заключение. Феномен суперболидов вызывал и продолжает вызывать большой интерес исследователей. Судя по имеющимся данным, оценка начальной кинетической энергии порядка 10^{13} Дж, или 2.4 кт ТНТ, как у Витимского болида, отмечалась только в десяти случаях для периода с 1990 по 2005 г. [11]. Другими словами, явление суперболида наблюдается раз в 1–2 года.

На первый взгляд, вызывает недоумение высокая частота наблюдений подобных явлений именно над Иркутской областью. По-видимому, это чистая случайность. Тем не менее, безотносительно к причинам концентрации указанных событий на территории

области, они представляют значительный научный интерес. Исследования явлений должны быть продолжены.

Литература

1. Язев С.А. Роль космогенных факторов в формировании физико-химических параметров поверхности планет // Актуальные проблемы деятельности академических естественно-научных музеев: Материалы междунар. науч. конф. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2010. С. 199–204.
2. Язев С.А., Иванов А.В., Антипин В.С., Ефремов С.В., Митичкин М.А. Витимский болид: обстоятельства падения и результаты исследования // Байкальская международная молодежная научная школа по фундаментальной физике: Труды 6-й сессии молодых ученых «Волновые процессы в проблеме космической погоды». Иркутск: Изд-во ИСЗФ СО РАН, 2003. С. 40–46.
3. Язев С.А., Антипин В.С. По следам Витимского болида. Земля и Вселенная // 2004. № 5. С. 59–66.
4. Язев С.А., Антипин В.С., Митичкин М.А., Ефремов С.В., Иванов А.В., Семенов Д.В. Исследования Витимского болида. Труды Государственного астрономического института им. П.К. Штернберга. М., 2004. Т. 75. 102 с.
5. Антипин В.С., Язев С.А., Кузьмин М.И., Перепелов А.Б., Ефремов С.В., Митичкин М.А., Иванов А.В. Природные явления и вещество абляционного следа Витимского метеороида (25 сентября 2002 г.) // Доклады Академии наук. 2004 Т. 398, № 4. С. 482 – 486.
6. Антипин В.С., Язев С.А., Перепелов А.Б., Ефремов С.В., Митичкин М.А., Иванов А.В., Павлова Л.А., Карманов Н.С. Ущаповская З.Ф. Витимский метеорит (25 сентября 2002 года) – результаты комплексных исследований // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1050–1064.
7. Antipin V.S., Yazev S.A., Perepelov A.B. Efremov S.V. Mitichkin M.A. Ivanov A.V. Multi-purpose expedition research of the Vitim meteoroid fallen in September 2002 in Irkutsk region, Siberia // Meteoroids-2004, Conference in Ontario, Canada, 16–21 August, 2004.
8. Язев С.А., Антипин В.С., Антипин А.М. Витимский болид: итоги исследований и оставшиеся проблемы // Избранные проблемы астрономии: Материалы науч.-практ. конф. «Небо и Земля» (г. Иркутск, 21–23 ноября 2006 г.). Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 2006. С. 177–183.
9. Язев С.А., Антипин В.С. Исследование обстоятельств падения Витимского болида 2002 года // 100 лет Тунгусскому феномену: прошлое, настоящее, будущее: Тезисы докладов международной конференции. М., 2008. С. 158.
10. Чеботарев В.Е., Котельников С.П., Андреев А.П. Новая космическая загадка Сибири // Земля и Вселенная. 2004. № 5. С. 67–71.
11. Катастрофические воздействия космических тел / Под. ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. М.: ИКЦ «Академкнига», 2005. 310 с.
12. Язев С.А. Суперболиды XXI века над Россией // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле: Материалы II Всероссийской научно-практической конференции (Иркутская область, пос. Листвянка, 23–27 августа 2011 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. С. 262–275.



Ю.В. Ясюкевич¹, Н.П. Перевалова¹, С.В. Воейков¹, А.Б. Ишин¹,
Е.С. Воейкова², В.А. Саньков³

¹ Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В ЯПОНИИ 11 МАРТА 2011 Г. КАК ИСТОЧНИК ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

Великое японское землетрясение «Tohoku» произошло 11 марта 2011 г. в 05:46:24 UT ($M_w=9.0$, 38.322° N, 142.369° E). Значительная мощность землетрясения сделала его предметом пристального внимания со стороны геофизиков [1–3], так как это позволяет детально изучить взаимодействие различных геосфер. Главному толчку землетрясения предшествовали несколько сильных ($M_w>6.0$) форшоков. После основного толчка была

зарегистрирована сильная афтершоковая активность, включавшая 60 толчков с магнитудой $M_w > 6.0$ и три толчка с $M_w > 7.0$. Разрыв начал развиваться на глубине около 24.4 км (www.iris.edu/news/events/japan2011). По модельным оценкам его длина достигала 380–400 км, при этом протяженность поля афтершоков составила около 450 км. Рассчитано также, что вдоль плоскости разлома произошел надвиг по пологой плоскости с амплитудой 25–30 м (http://tectonics.caltech.edu/slip_history/2011_tohoku-okite; www.gsi.go.jp/cais/topic110422-index-e.html), а с учетом всего комплекса данных эта цифра возрастает до 35 м [3]. Блок Японских островов сместился на восток относительно Тихоокеанской плиты почти перпендикулярно простиранию линии контакта плит. Область контакта Тихоокеанской плиты с Охотской и Филиппинской плитами представлена на рис. 1, а, жирной серой линией.

Для анализа отклика ионосферы на землетрясение использовалась методика измерения полного электронного содержания (ПЭС) I на основе двухчастотных фазовых измерений сигнала GPS [4]:

$$I = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2) + K + nL],$$

где f_1, f_2 – рабочие частоты спутниковой системы GPS; $L_1 \lambda_1, L_2 \lambda_2$ – дополнительные пути радиосигналов, обусловленные фазовым запаздыванием в ионосфере, м; L_1, L_2 – число полных оборотов фазы на рабочих частотах GPS; λ_1, λ_2 – длины волн, м; K – постоянная величина, обусловленная неоднозначностью определения фазы и рассинхронизацией частотных каналов; nL – погрешности определения фазового пути. Использовались данные сети GEONET в Японии (~1200 станций) и несколько станций мировой сети IGS в этом регионе (рис. 1, а).

На рис. 1, б-в, в качестве примера черными кривыми представлены характерные возмущения ПЭС, наблюдавшиеся на двух станциях IGS, удаленных на различное расстояние от эпицентра землетрясения. Треугольниками на рис. 1, а, отмечены координаты подионосферных точек, соответствующих максимумам возмущения для лучей «TSKB-PRN18», «AIRA-PRN14». В качестве подионосферной точки понимается проекция на земную поверхность точки пересечения луча «спутник – приемник GPS» и тонкого сферического слоя на высоте $h=300$ км.

Вариации ПЭС получены из исходных рядов ПЭС путем сглаживания с временным окном 2 мин и удаления линейного тренда с временным окном 10 мин. Можно видеть хорошо выраженные возмущения с периодами 5–15 мин, которые значительно превосходят фоновые вариации в предыдущий и последующий дни (серые кривые на панелях, рис. 1, б-в). Для нормировки амплитуды возмущения после фильтрации вариации были приведены в приближении сферически симметричной ионосферы к эквивалентным вертикальным с использованием широкоиспользуемой формулы Клубучара [4]. Можно видеть, что после главного толчка землетрясения в ионосфере регистрируется сложный волновой пакет. Максимум огибающей пакета регистрируется тем позже, чем дальше от эпицентра находится траектория.

В последнее время достаточно широкое распространение для определения скорости возмущения получила методика построения диаграмм «Дальность – Время» [5]. В основе метода лежит соотнесение величины вариаций ПЭС с моментом времени и расстоянием до эпицентра землетрясения. Таким образом, получается двумерная карта вариаций ПЭС в системе координат времени и дальности. В приближении сферического распространения волны максимум возмущения будет линейно перемещаться со временем вдоль радиуса вектора. Тогда на диаграмме «Дальность – Время» будет наблюдаться линия, наклон которой позволяет вычислить скорость распространения возмущения. Кроме того, это позволяет выделить различные моды, входящие в состав возмущения и распространяющиеся с различной скоростью.

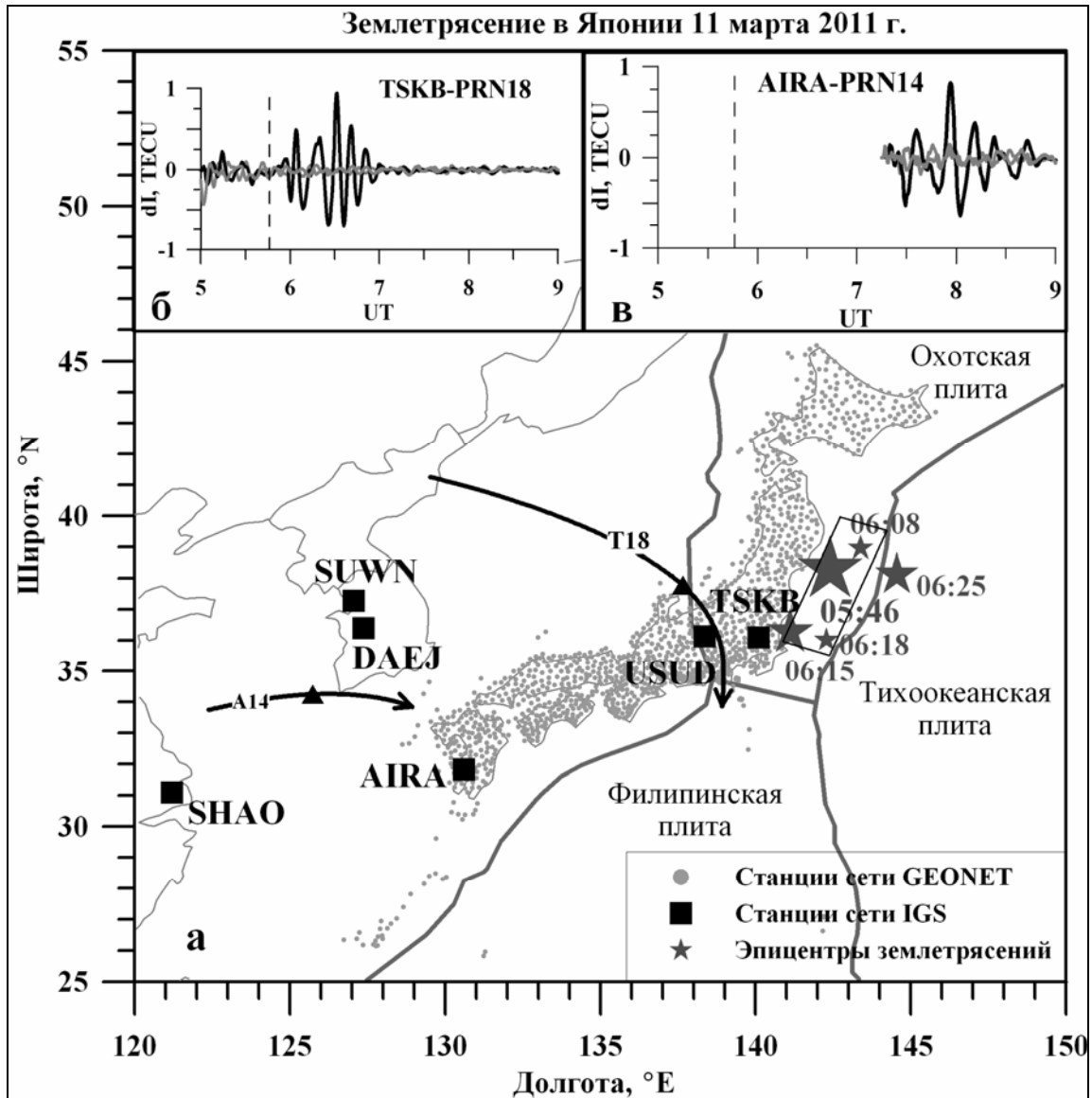


Рис. 1. Геометрия измерений (а) и примеры вариаций ПЭС (б-в) во время землетрясений в Японии. Черными линиями на панелях (б-в) показаны вариации ПЭС 11.03.2011, серыми – 10 и 12 марта 2011 г.; пунктирная линия – момент главного толчка 11.03.2011 г. Серые точки на панели (а) – станции GPS, звездочки – эпицентры землетрясений и афтершоков с $M_w > 7.0$, жирная серая линия – область контакта плит, черный прямоугольник – область наибольших смещений в очаге землетрясения.

На рис. 2 представлены диаграммы «Дальность – Время» построенные для северо-западного (а) и южного (б) регионов очаговой области землетрясения. Также анализировались возмущения в регионах юго-западнее и северо-восточнее очага землетрясения. Серой вертикальной линией отмечено время главного толчка землетрясения. На диаграммах достаточно хорошо прослеживаются три моды возмущения: быстрая мода со скоростью 2.2–2.6 км/с, средняя мода со скоростью 700–1000 м/с и медленная мода со скоростью 150–300 м/с. Скорости мод в различных секторах достаточно близки (расхождение не превышает 15–20 %).

Быстрая мода возмущения, имеющая скорость 2.2 – 2.6 км/с, может быть связана с распространением поверхностной волны Релея [2, 6]. Для быстрой моды наибольшая амплитуда, определяемая по положительному гребню возмущения, наблюдается в центральной части Японии, немного южнее эпицентра землетрясения, и составляет ~1.3 TECU (рис. 2, б). В юго-западном направлении ее интенсивность ~0.2 TECU. В северо-

западном направлении (рис. 2, б) интенсивность быстрой моды меньше – порядка 0.1 TECU – и может быть выделена только при увеличении контраста. Для северо-восточного направления быстрая мода не выделяется на фоне естественных флуктуаций. Очень большую интенсивность быстрой моды можно отметить только в центральных частях Японии, расположенных южнее эпицентра вблизи области наибольших смещений в очаге землетрясения. То есть основная часть энергии быстрой моды возмущения распространяется от эпицентра землетрясения вдоль линии разрыва. Направление распространения основной энергии быстрой моды возмущения совпадает с направлением линии контакта плит.

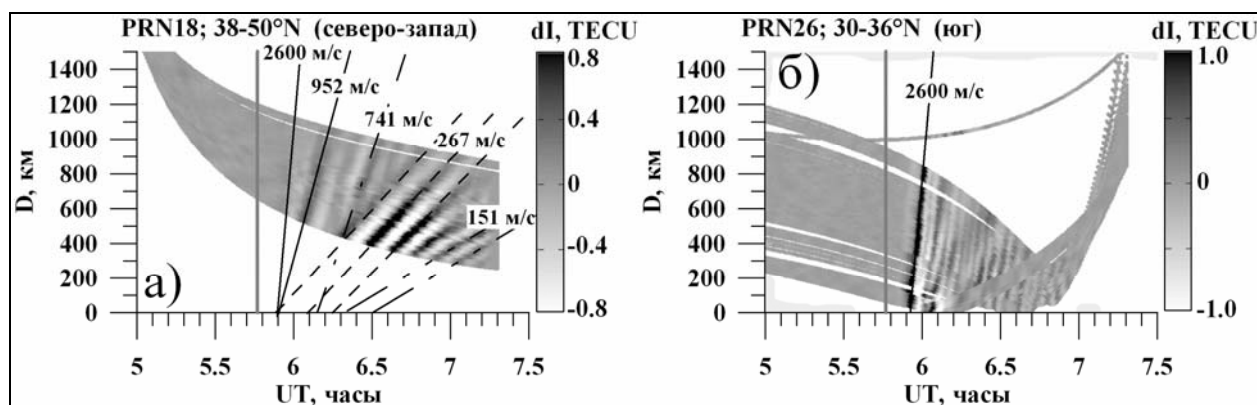


Рис. 2. Диаграммы «Дальность – Время», построенные на основе данных спутников, подионосферные точки которых находились юго-западнее (а), южнее (б).

Скорость средней моды возмущения (700–1000 м/с) сравнима со скоростью звука на высотах ионосферы. Их пространственный период составляет ~600 км, что соответствует крупномасштабным возмущениям. Амплитуда вариаций ПЭС для средней моды составляет порядка 0.35 и 0.5 TECU для южного и северного полушарий, соответственно. Авторы [2, 6] связывают данную моду с акустическими волнами, сгенерированными в эпицентре землетрясения.

Кроме того, достаточно хорошо выделяется возмущение, распространяющееся со скоростью от 150 до 300 м/с. Эти скорости близки к скорости звука в нижней атмосфере. Пространственная картина для этой моды возмущения показывает, что оно имеет длину волны ~200 км. Авторы [6] полагают, что данное возмущение обусловлено гравитационной модой атмосферных волн, вызванных землетрясением. При этом возмущение, характеризующееся скоростью ~ 150 м/с, проявляется не для всех направлений. Для волны со скоростью ~300 м/с амплитуда составляет ~1.3 TECU для северо-западного направления, ~0.4 TECU – для северо-восточного и ~ 0.6 TECU – для юго-западного, соответственно. Таким образом, имеет место более высокая интенсивность возмущения акустической ветви для западных направлений.

В результате исследований выявлено, что землетрясение 11 марта 2011 г. привело к образованию целого спектра перемещающихся ионосферных возмущений с длинами волн от 200 до 600 км и скоростями от 150 до 2600 м/с. Скорости каждой из мод возмущений в различных направлениях от эпицентра достаточно близки за исключением скоростей акустической моды. Рассчитанные нами значения скоростей различных видов возмущений согласуются с предварительными результатами, которые были получены в работах [1, 2, 6], посвященных землетрясению Tohoku.

Обнаружено, что имеется значительная асимметрия распространения энергии волны в различных направлениях. Для быстрой моды возмущения наибольшая интенсивность регистрируется в направлении, параллельном линии контакта плит, и наблюдается вблизи области наибольших смещений в очаге землетрясения. Кроме того,

можно отметить более высокую интенсивность медленной моды для западных направлений.

Авторы выражают благодарность Агентству геопространственных данных Японии (Geospatial Information Authority of Japan – GSI), а также Международной службе глобальных навигационных спутниковых систем (International GNSS Service – IGS) за данные GPS, использованные в работе. Работа выполнена при поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 11, проекта № ОНЗ-8.3 программы ОНЗ РАН № 8. гранта РФФИ (грант 10-05-00113), Министерства образования и науки Российской Федерации (ГК 14.740.11.0078 и 16.518.11.7097), а также гранта президента РФ МК-2194.2011.5.

Литература

1. Гохберг М.Б., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л., Вейс В.А., Грехова Е.А. Ионосферный отклик на подводное землетрясение в Японии 11.03.2011 г. по наблюдениям со спутников GPS // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10, № 1. С. 47–63.
 2. Куницын В.Е., Нестеров И.А., Шалимов С.Л. Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS // Письма в ЖЭТФ. 2011. Т. 63, № 8. С. 657–661.
 3. Yokota Y., Koketsu K., Fujii Y., Satake K., Sakai Sh., Shinohara M., Kanazawa T. Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38, L00G21, doi:10.1029/2011GL050098.
 4. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: Изд-во ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАН, 2006. 480 с.
 5. Calais E., Haase J.S., Minster J.B. Detection of ionospheric perturbations using a dense GPS array in Southern California // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30, № 12. P. 1628–1631.
 6. Tsugawa T., Saito A., Otsuka Y., Nishioka M., Maruyama T., Kato H., Nagatsuma T., Murata K.T. Ionospheric disturbances detected by GPS total electron content observation after the 2011 Tohoku Earthquake. Earth, Planets and Space. 2011. V. 63, № 7. P. 875–879.
-

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Авагимов А.А. т.2 – 24
 Адилов К.А. т.2 – 86
 Акманова Д.Р. т.1 – 8
 Алексеев В.Р. т.2 – 94
 Альбарик Ж. т.2 – 25
 Амиржанов А.А. т.1 – 11
 Ананьин Л.В. т.1 – 73
 Андреев А.В. т.1 – 76, т.2 – 42
 Артиков Ф.Р. т.2 – 86
 Астафьева Э.И. т.2 – 167
 Ашурков С.В. т.1 – 89, 111, 114
 Аюров Д.Б. т.1 – 17

Б

Багдасарова М.В. т.1 – 13
 Базаржапов А.Д. т.1 – 63
 Базаров А.Д. т.2 – 77
 Бакеев Р.А. т.1 – 186
 Балханов В.К. т.2 – 127, 129
 Баталев В.Ю. т.2 – 132
 Баталева Е.А. т.1 – 50, т.2 – 132
 Башкуев Ю.Б. т.1 – 17, 92, 132, 135
 т.2 – 127, 129, 167
 Беленович Т.Я. т.2 – 8
 Бержинская Л.П. т.2 – 134, 137, 176
 Бержинский Ю.А. т.2 – 134, 137, 164, 176
 Бобров А.А. т.1 – 137, 180
 Боброва Д.А. т.2 – 97
 Болдина С.В. т.2 – 148
 Борняков С.А. т.1 – 20
 Брыжак Е.В. т.1 – 141, т.2 – 10, 146
 Буддо И.В. т.1 – 195
 Бурзунова Ю.П. т.1 – 138
 Буянова Д.Г. т.1 – 17
 Бызов Л.М. т.1 – 92, 114

В

Василенко Н.Ф. т.1 – 106
 Викулин А.В. т.1 – 8, 23, 26
 Викулина М.А. т.1 – 26
 Викулина С.А. т.1 – 26
 Воейков С.В. т.2 – 167, 204
 Воейкова Е.С. т.2 – 204
 Воронин В.И. т.2 – 140, 152
 Воронцова Е.В. т.2 – 143

Г

Гайдай Н.К. т.2 – 13
 Гангаадорж Баяраа. т.1 – 161
 Герман В.И. т.2 – 16, 19
 Гилева Н.А. т.2 – 22
 Гиоргобиани Т.В. т.1 – 79
 Тверитинова Т.Ю. т.1 – 79, 192
 Гладков А.А. т.2 – 42
 Гражданкин А.М. т.1 – 82

Гриб Н.Н. т.2 – 192
 Губанова М.А. т.1 – 29
 Гусева Т.В. т.1 – 125

Д

Девершер Ж. т.2 – 25
 Дембелов М.Г. т.1 – 92, 114, 132, 135, т.2 – 167
 Демьянович В.М. т.2 – 33
 Дешамп А. т.2 – 25
 Джумабаев И.М. т.2 – 86
 Джурик В.И. т.1 – 141, т.2 – 146, 182
 Добрынина А.А. т.1 – 135, т.2 – 25, 64, 196
 Долгая А.А. т.1 – 8
 Дорофеева Р.П. т.1 – 32
 Дреннов А.Ф. т.2 – 146
 Дядьков П.Г. т.2 – 26, 27, 44

Е

Ескин А.Ю. т.1 – 141, т.2 – 182

Ж

Жатнуев Н.С. т.2 – 127
 Жижерин В.С. т.1 – 116
 Жируев С.П. т.2 – 107
 Жупитяева А.С. т.2 – 167
 Жураев С.Р. т.1 – 150

З

Задонина Н.В. т.2 – 152
 Зайцев В.А. т.1 – 35
 Зарипов Р.М. т.1 – 144
 Захаров А.И. т.1 – 89
 Захарова Л.Н. т.1 – 89
 Зейгарник В.А. т.2 – 124
 Злобин Т.К. т.1 – 38
 Зуев Ф.Л. т.2 – 36

И

Ибатуллина А.А. т.2 – 27
 Ивановкина Л.И. т.2 – 137, 176
 Имаев В.С. т.2 – 28, 31
 Имаева Л.П. т.2 – 28, 31
 Ишин А.Б. т.2 – 204

К

Казакова Е.Н. т.2 – 100, 107
 Кале Э. т.1 – 92
 Калинина Л.Ю. т.2 – 13
 Кармалеева Р.М. т.1 – 86
 Качура Р.А. т.2 – 104
 Кесельман С.И. т.2 – 27
 Киселев Д.В. т.2 – 137

Кичигин А.Г.	т.1 – 89
Ключевская А.А.	т.2 – 33
Ключевский А.В.	т.2 – 33, 36
Кобелев М.М.	т.1 – 73
Кобылкин Д.В.	т.1 – 97
Коваленко Н.С.	т.2 – 74
Кожевников В.М.	т.1 – 111
Кожурин А.И.	т.1 – 40, 171
Козлова М.П.	т.2 – 27
Козырева Е.А.	т.2 – 110
Козьмин Б.М.	т.2 – 28, 31
Копейкин А.В.	т.1 – 60
Копылов М.И.	т.1 – 147, т.2 – 39
Копылова Г.Н.	т.2 – 148
Кузьмин Ю.О.	т.1 – 42, 103, т.2 – 102
Кузьмина Е.А.	т.1 – 45
Кулдашев Н.Ш.	т.1 – 150
Кулешов Д.А.	т.2 – 27
Кутинов Ю.Г.	т.2 – 8, 198
Кучай О.А.	т.1 – 152, 154

Л

Лапердин В.К.	т.2 – 104
Лапин П.С.	т.1 – 48
Лебедева М.А.	т.1 – 89
Леви К.Г.	т.1 – 56, 95, т.2 – 152
Левина Е.А.	т.2 – 71, 173
Левичева А.В.	т.2 – 27
Лобкина В.А.	т.2 – 107
Лопатин М.Н.	т.2 – 179
Лукк А.А.	т.1 – 125
Лунина О.В.	т.1 – 76, т.2 – 42
Лухнев А.В.	т.1 – 92, 95, 111, 114
Лухнева О.Ф.	т.1 – 95, т.2 – 129
Лыкова В.В.	т.1 – 159

М

Мазаева О.А.	т.2 – 110
Макаров С.А.	т.1 – 97
Матюков В.Е.	т.1 – 50
Медведева Н.С.	т.2 – 55
Мельников М.Г.	т.1 – 161
Мельникова В.И.	т.2 – 22
Мирзатулкинов М.М.	т.1 – 164
Мирошниченко А.И.	т.1 – 20, 92, 111, 114
Михеева А.В.	т.2 – 44
Молчанов А.Е.	т.2 – 46
Мординова В.В.	т.1 – 73, 100
Мороз Т.А.	т.2 – 157
Мороз Ю.Ф.	т.2 – 157
Мухамадеева В.А.	т.2 – 159

Н

Нагуслаева И.Б.	т.1 – 132
Наурызбаев М.М.	т.2 – 152
Немирович-Данченко М.М.	т.2 – 50
Никонов А.А.	т.2 – 55, 163
Никонов А.И.	т.2 – 102
Новопашина А.В.	т.2 – 58

О

Ордынская А.П.	т.2 – 137, 164
----------------	----------------

П

Панина Л.В.	т.1 – 35
Папкина А.А.	т.2 – 61
Парфеев А.В.	т.1 – 89, 111, 167
Пашевин А.М.	т.1 – 198
Пеллинен В.А.	т.2 – 113
Первалова Н.П.	т.2 – 167, 170, 204
Перро Ж.	т.2 – 25
Петрищевский А.М.	т.1 – 53
Петров В.А.	т.1 – 103, 114
Петрухин В.Ф.	т.1 – 63
Пинегина Т.К.	т.1 – 171
Платонова С.Г.	т.2 – 115
Полец А.Ю.	т.1 – 38, 174, т.2 – 64
Пономарева В.В.	т.1 – 171
Пономарева Е.И.	т.2 – 66
Предеин П.А.	т.2 – 157, 188
Прилоус Б.И.	т.1 – 60
Прытков А.С.	т.1 – 106
Пустовойтова И.В.	т.2 – 39
Пушкаревский Ю.С.	т.2 – 81

Р

Радзиминович Я.Б.	т.2 – 22, 74
Рассказов И.Ю.	т.1 – 103
Рассказов С.В.	т.1 – 108, 121
Редькин А.А.	т.1 – 176
Родина С.Н.	т.2 – 69
Родкин М.В.	т.2 – 163
Романенко Ю.М.	т.2 – 27
Ружич В.В.	т.2 – 71, 173
Ружников Г.М.	т.2 – 140
Ружникова А.А.	т.1 – 178
Рыбальченко С.В.	т.2 – 118
Рыбченко А.А.	т.2 – 110
Рыжов Ю.В.	т.1 – 97
Рященко Т.Г.	т.1 – 97

С

Саландаева О.И.	т.2 – 176
Саньков А.В.	т.1 – 89, 92
Саньков В.А.	т.1 – 56, 89, 92, 103, 111, 114, 135, 167, т.2 – 25, 167, 170, 204
Сапаров Ф.Т.	т.1 – 164
Сафонов Д.А.	т.1 – 38, т.2 – 74
Семенец Н.В.	т.1 – 26
Семенов Р.М.	т.2 – 179
Семинский К.Ж.	т.1 – 180
Серебренников С.П.	т.1 – 141, т.2 – 146, 182
Серов М.А.	т.1 – 116, 183
Сибиряков Б.П.	т.1 – 60
Сидоров В.А.	т.1 – 13
Скрипко В.В.	т.2 – 115
Смекалин О.П.	т.2 – 28, 179
Смольков Г.Я.	т.1 – 63

Сорокин А.П.....т.1 – 183
 Сорокина А.Т.....т.1 – 183
 Ставников Д.Ю.....т.2 – 140
 Степашко А.А.....т.1 – 66
 Стефанов Ю.П.....т.1 – 186
 Суворов В.Д.....т.2 – 84
 Сушкин Л.Б.....т.2 – 184

Т

Тарасова А.А.....т.1 – 20, 198
 Татъков Г.И.....т.2 – 77, 84, 157, 188
 Татъков И.Г.....т.2 – 77, 188
 Ташлыкова Т.А.....т.2 – 78
 Тверитинова Т.Ю.....т.1 – 79, 192
 Тимофеев В.Ю.....т.1 – 118
 Тимофеев Н.В.....т.2 – 104
 Токарева О.В.....т.1 – 195
 Трофименко С.В.....т.2 – 81, 189, 192
 Трынкова Д.С.....т.1 – 73
 Тубанов Ц.А.....т.2 – 22, 77, 84, 157, 188

У

Умурзаков Р.А.....т.1 – 150, 164
 Усатый Р.Н.....т.2 – 137
 Усольцева С.А.....т.1 – 198
 Усынин Л.А.....т.1 – 141, т.2 – 10, 182

Ф

Фахриддинов Ж.Ф.....т.1 – 202
 Фердинанд Р.В.....т.2 – 25
 Флейфель Л.Д.....т.2 – 55

Х

Хамидов Л.А.....т.1 – 202, т.2 – 86
 Хамидов Х.Л.....т.2 – 88
 Хантемиров Р.М.....т.2 – 152
 Хаптанов В.Б.....т.1 – 132, 135
 Ходжаев А.К.....т.1 – 202
 Хоситашвили Г.Р.....т.2 – 121

Ч

Чебыкин Е.П.....т.1 – 108
 Черемных А.В.....т.1 – 208
 Черемных А.С.....т.1 – 205
 Черных Е.Н.....т.1 – 20, т.2 – 137, 173, 176, 196
 Чечельницкий В.В.....т.2 – 25
 Чигринская Л.С.....т.2 – 137
 Чипизубов А.В.....т.1 – 211
 Чистова З.Б.....т.2 – 198
 Чувашова И.С.....т.1 – 108, 121

Ш

Шагун А.Н.....т.2 – 137, 176
 Шаповалова Е.С.....т.2 – 102
 Шварев С.В.....т.2 – 55, 163
 Шевченко В.И.....т.1 – 125
 Шерман С.И.....т.1 – 56, 183, т.2 – 91
 Шпынев М.Г.....т.2 – 137
 Шукуров З.Ф.....т.1 – 128

Щ

Щепкина В.Л.....т.1 – 63
 Щербин С.А.....т.2 – 137

Ю

Юркова Р.М.....т.1 – 70

Я

Язев С.А.....т.2 – 152, 201
 Ясюкевич Ю.В.....т.2 – 204

G, H, Z

Weijun Gan.....т.1 – 131
 Xiongnan Huang.....т.1 – 131
 Jiasheng Zhang.....т.1 – 131
 Minghua Zhang.....т.1 – 131