

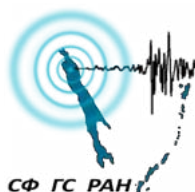
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



МАЛОЕ ИННОВАЦИОННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
ООО «ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ»



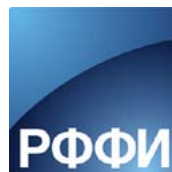
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
САХАЛИНСКИЙ ФИЛИАЛ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



При финансовой поддержке:



ПРАВИТЕЛЬСТВО
САХАЛИНСКОЙ
ОБЛАСТИ



РОССИЙСКИЙ ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

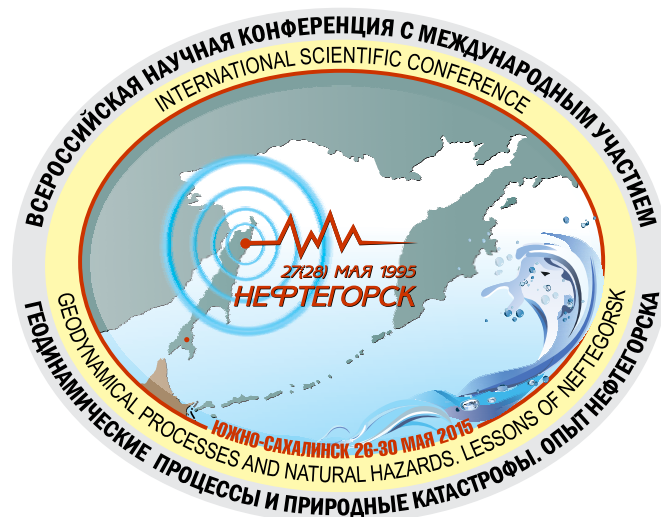
GEODYNAMIC PROCESSES AND NATURAL HAZARDS. LESSONS OF NEFTEGORSK

INTERNATIONAL SCIENTIFIC CONFERENCE

26-30 May, 2015
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

PROCEEDINGS

Vol. 1



Vladivostok
Dalnauka
2015

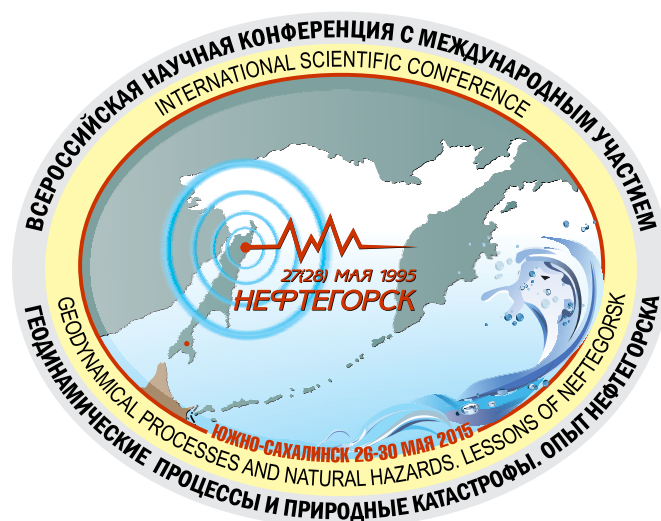
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ. ОПЫТ НЕФТЕГОРСКА

ВСЕРОССИЙСКАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

26-30 мая 2015 г.
г. Южно-Сахалинск, Россия

СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ

Том 1



Владивосток
Дальнаука
2015

УДК 551.2+551.3+550.3+574

Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26 - 30 мая 2015 г.: сборник материалов. В 2-х томах / под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. - Владивосток: Дальнаука, 2015. Том 1. - 406 с.

ISBN 978-5-8044-1536-6

ISBN 978-5-8044-1537-3

В сборнике представлены материалы конференции «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска», посвященной 20-летию Нефтегорской трагедии. В сборник вошли результаты всестороннего анализа катастрофического землетрясения 1995 г., включающего геодинамические, сейсмологические и инженерные проблемы. Широко представлены исследования геодинамических процессов и опасных природных явлений в Дальневосточном регионе России, а также на других территориях Российской Федерации и зарубежных стран. Значительное внимание уделено современным технологиям мониторинга природно-техногенных опасных процессов.

Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов: сейсмологов, геофизиков, вулканологов, географов, экологов и других специалистов в области наук о Земле, а также аспирантов по специальностям наук о Земле.

Ключевые слова: Нефтегорск, природные катастрофы, геодинамика, деформации земной коры, землетрясения, сейсмичность, предвестники, сейсмобезопасность, вулканизм, извержения, термальные источники, уровень моря, цунами, штормовые нагоны, наводнения, сели, лавины, природные ресурсы, геоэкология, программные комплексы, базы данных.

Редакционная коллегия: Б.В. Левин, О.Н. Лихачева; Л.М. Богомолов, О.В. Веселов, В.М. Кайстренко, А.В. Коновалов, А.В. Копанина, В.Л. Ломтев, А.В. Рыбин, И.Н. Тихонов, Г.В. Шевченко.

Печатается по решению Ученого совета Института морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения Российской академии наук.
Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, e-mail: nauka@imgg.ru

При финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-20638)
и Правительства Сахалинской области.

© Дальнаука, 2015

© ИМГиГ ДВО РАН, 2015

UDC 551.2+551.3+550.3+574

Geodynamical Processes and Natural Hazards. Lessons of Neftegorsk: International scientific conference, Yuzhno-Sakhalinsk, May 26-30, 2015.: Proceedings. In 2 Volumes / Editors: B.W. Levin, O.N. Likhacheva. - Vladivostok: Dal'nauka, 2015. Vol. 1. - 406 p.

ISBN 978-5-8044-1536-6

ISBN 978-5-8044-1537-3

This Issue represents the proceedings of the conference «Geodynamical Processes and Natural Hazards. Lessons of Neftegorsk» devoted to the date of 20 year after the Neftegorsk disaster. The Issue includes a comprehensive analysis of the 1995 catastrophic earthquake, including geodynamic, seismic and engineering problems. The investigations of geodynamic processes and natural hazards have been presented widely in the Far East region of Russia and also in other regions of the Russian Federation and foreign countries. Considerable attention has been paid to state of art technologies of monitoring of natural and human made hazardous processes.

The published materials are of interest to a wide range of experts: seismologists, geophysicists, volcanologists, geographers, ecologists and other specialists in the field of Earth Sciences and postgraduate students in the field of Earth Sciences.

Keywords: Neftegorsk, natural disasters, geodynamics, crustal deformation, earthquakes, seismicity, precursors, seismic safety, volcanism, eruption, hot springs, sea level, tsunamis, storm surges, floods, mudflows, avalanches, natural resources, ecology, software systems, databases.

Editorial Board: B.W. Levin, O.N. Likhacheva, L.M. Bogomolov, O.V. Veselov, V.M. Kaystrenko, A.V. Kononov, A.V. Kopanina, V.L. Lomtev, A.V. Rybin, I.N. Tikhonov, G.V. Shevchenko.

Published by the decision of the Scientific Council of the Institute of Marine Geology and Geophysics,
Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.
Nauka Street 1-B, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, 693022; e-mail: nauka@imgg.ru

With the financial support
of Russian Foundation for Basic Research (grant № 15-05-20638)
and the Government of the Sakhalin Region.

© Dalnauka, 2015

© IMGG FEB RAS, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	11
-------------------	----

УРОКИ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: НАУЧНЫЕ, ИНЖЕНЕРНЫЕ И ПСИХОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

<i>Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Касахара М., Такахашии Х.</i> Современная геодинамика Северного Сахалина до и после Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. $M_w=7.0$	13
<i>Габриков Я.Е.</i> Социально-экономические последствия Нефтегорского землетрясения: деятельность органов власти по устранению ущерба, нанесённого стихией	17
<i>Иващенко А.И.</i> Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 года и его значение в сейсмической истории Сахалина	20
<i>Клячко М.А.</i> Инженерный анализ последствий и уроки Нефтегорского землетрясения 1995 г.	24
<i>Кожурин А.И.</i> Нефтегорский сейсморазрыв и сдвиговая тектоника Сахалина	30
<i>Коновалов А.В., Степнов А.А., Клачков В.А., Манайчев К.А., Сабуров М.А., Вторушин А.Г., Гаврилов А.В., Томилев Д.Е.</i> Оперативный прогноз сейсмических воздействий на территории Сахалинской области	34
<i>Левин Ю.Н., Семёнова Е.П., Фокина Т.А.</i> Сейсмичность севера Сахалина и состояние региональной сети сейсмических станций накануне и после Нефтегорского землетрясения 1995 г.	35
<i>Тихонов И.Н., Левин Б.В.</i> Прогноз сильных землетрясений Сахалинской области: история, результаты и перспективы.	41
ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	
<i>Ichiyanaqi M., Takahashi H., Mikhailov V. and Levin Yu.</i> Seismic activity in Southern Kuril trench by Japan-Russia joint seismic data (2010–2012)	46
<i>Kagami H.</i> Microtremor measurements in North Sakhalin and seismic intensity investigation due to North Sakhalin earthquake of May 28, 1995.....	47
<i>Shigefuji M., Takai N., Sasatani Ts., Ichiyanaqi M., Mikhailov V., Levin Yu.</i> Characteristics of strong motion records from the 2006-2007 great earthquake sequence in the Central Kurile Islands	52
<i>Takahashi H., Ohzono M., Ichiyanaqi M.</i> Strain accumulation and slow slip event along Hokkaido-Sakhalin seismic belt.....	56
<i>Takai N.</i> Strong Motion Characteristics in Hokkaido by Earthquakes occurring around the Japan Sea Eastern Margin Mobile Belt.	57
<i>Алешин А.С., Погребченко В.В.</i> Особенности сейсмического микрорайонирования трубопроводных систем	60

Андреева М.Ю., Родкин М.В. О сейсмичности на океанической стороне глубоководных желобов	64
Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Триггерные эффекты при деформировании геоматериалов и геосред: разнообразие проявлений и механизмов	67
Васильева М.А. Строение тектоносферы Япономорского региона по сейсмологическим данным	68
Гладков А.С., Лунина О.А. Георадиолокационные исследования палеосейсмодислокации Сарма (юг Восточной Сибири)	73
Джурик В.И., Серебренников С.П., Шагун А.Н. Оценка влияния глубинных и приповерхностных неоднородностей на исходные сейсмические сигналы в различных климатических зонах северо-восточного фланга Байкальской сейсмической зоны	75
Доманский А.В. О возможном механизме наведенной сейсмичности при разработке месторождений углеводородов	78
Закупин А.С. Слабые возмущения в деформационном поле земли как инструмент изучения сейсмического процесса (на примере Южного Сахалина)	83
Зенкин О.В. Неустойчивость конфигурации солнечной системы во время Нефтегорского землетрясения	88
Злобин Т.К., Полец А.Ю. Возможные причины макросейсмических проявлений Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. (Mw=8.3)	92
Иванов В.В. Вариации объема Земли при землетрясении	96
Коновалов А.В., Степнов А.А., Сафонов Д.А. Закономерности постсейсмического релаксационного процесса сахалинских землетрясений	101
Константинова Т.Г. Разжижение грунтов и разрушения при сильных землетрясениях	103
Копылова Г.Н., Болдина С.В. Развитие методики специализированных наблюдений в скважинах для задач геофизического мониторинга сейсмоактивных областей (на примере Камчатки)	109
Копылова Г.Н., Любушин А.А., Касимова В.А., Таранова Л.Н. О разработке новой технологии оценки сейсмической опасности на основе прогностических свойств поля низкочастотных сейсмических шумов (на примере Камчатки)	115
Кузнецов В.В. Физика землетрясений и извержений вулканов: общность и различия	120
Кузнецов В.В. О физике сильных движений грунта во время Невельского землетрясения 2007 года	120
Лементуева Р.А., Бубнова Н.Я., Треусов А.А. Развитие трещинообразования в образцах горных пород	121

Лихачева О.Н., Коваленко Н.С. Изменение сейсмичности района Зейского водохранилища в периоды сильных паводков	123
Лунева М.Н., Пупатенко В.В., Левин Ю.Н. Сейсмическая анизотропия мантии востока Азии по данным ScS, S волн от глубокофокусных землетрясений	128
Лунина О.В., Гладков А.С. Возможности использования кластических даек при решении проблем сейсмической опасности	132
Меркулова Т.В., Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Последовательная активизация сейсмических кластеров вдоль северной границы Амурской плиты	137
Полец А.Ю., Злобин Т.К. Изучение особенностей очаговой зоны разрушительного Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 года	141
Родкин М.В., Нго Тхи Лы Новые подходы к сейсмическому прогнозу – оценки изменений текущего уровня сейсмической опасности	146
Родкин М.В., Тихонов И.Н. Уточнение прогностических признаков методом построения обобщенной окрестности сильного землетрясения	149
Ружич В.В., Левина Е.А. Натурные эксперименты по моделированию физико-механических условий формирования очагов сейсмического излучения в разломах.	153
Рябкин К.С., Пупатенко В.В., Тютюник А.С. Наблюдения за слабыми землетрясениями вблизи оз. Удиль. Результаты и модели.	160
Салтыков В.А. Ильпирское землетрясение 13.03.2013 г. $M_L=6.2$, $M_w=5.8$ на предполагаемой границе Охотской и Северо-Американской литосферных плит	164
Салтыков В.А. Методика вероятностного прогноза на основе статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09: применение для вулкана Безымянный	169
Сафонов Д.А., Нагорных Т.В., Коновалов А.В. Тензор момента и механизмы очагов землетрясений Северного Сахалина	174
Серафимова Ю.К. О связи разнопериодных природных ритмов и сильных землетрясений (на примере Курило-Камчатского региона)	179
Серебренников С.П., Ескин А.Ю., Батсайхан Ц. Сейсмодислокации при сильных землетрясениях в прошлом и настоящем: возможности изучения их малоглубинной геофизикой.	184
Сычѳв А.С., Коновалов А.В. Сброшенные напряжения афтершоковых последовательностей землетрясений Южного Сахалина	188
Сычев В.Н., Богомолов Л.М. Оценка масштабов дальних корреляций по сейсмологическим данным	193

Тихонов И.Н., Михайлов В.И., Малышев А.И. О возможности краткосрочного прогноза времени возникновения сильных землетрясений юга Сахалина по данным локальной сети наблюдений	197
Трофименко С.В. Волновая модель пространственного распределения эпицентров землетрясений с магнитудами М5–М6 вдоль северной границы Амурской микроплиты	200
Тубанов Ц.А., Джурик В.И., Брыжак Е.В., Базаров А.Д., Эрдынеев Б.Р. Оценка сейсмической опасности урбанизированных территорий (на примере г. Улан-Удэ)	205
Фирстов П.П., Макаров Е.О. Отражение подготовки сильных землетрясений ($M > 7.5$) северо-западного обрамления Тихого океана в поле почвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне.	208
Фокина Т.А., Лихачева О.Н., Шевченко Г.В. Сравнительный анализ СВАН-диаграмм для оценки цунамигенности землетрясений.	213
Харитонов М.Е., Гильманова Г.З. Эффекты наведенной сейсмичности вблизи Бурейской ГЭС	218
Чеснокова И.В., Борсукова О.В., Кофф Г.Л. Результаты обследования зданий и сооружений в зоне Нефтегорского землетрясения 28.05.1995 г.	222
Шибаетов С.В., Козьмин Б.М., Петров А.Ф., Тимиршин К.В. Сильные землетрясения в сейсмотектонической зоне Черского в 2013 году (Северо-Восточная Якутия)	227
Широков В.А., Фирстов П.П., Макаров Е.О. Проявление в мировой и региональной сейсмичности космофизических ритмов и удаленные предвестники перед Симуширским землетрясением 15.11.2006 г., $M_w = 8.3$	233
Штанько Л.Ф. Уточнение расчетных сейсмических ускорений заданной обеспеченности для Дальневосточного региона на основе карт ОСР–97.	239

ПРОЯВЛЕНИЯ ЦУНАМИ И ДРУГИХ МОРСКИХ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Nishimura Yu., Ganzey L.A., Razjigaeva N.G., Kaistrenko V.M., Grebennikova T.A., Gorbunov A.O. Geological records of tsunamis on the Eastern Kamchatka coast.	244
Nishimura Y., Nakamura Y. Recent advance in tsunami geology for imaging mega-tsunamis and earthquakes along the Southern Kuril trench.	248
Бейзель С.А., Гусев О.И., Хакимзянов Г.С., Чубаров Л.Б. Оценка важности учета дисперсионных эффектов при численном моделировании распространения волн цунами в модельных и реальных акваториях	251
Белоненко Т.В. Повторяемость штормовых нагонов по данным мареографных постов северо-западной части Тихого океана	256
Гусяков В.К. Создание карты общего цунамирайонирования побережья России: возможные подходы и перспективы.	261

Зарочинцев В.С., Лоскутов А.В. Инфразгравитационные волны у берегов юго-восточного Сахалина по данным инструментальных наблюдений	266
Золотухин Д.Е., Ивельская Т.Н. Детализация магнитудно-географического критерия цунамиопасности на Дальнем Востоке России.	270
Золотухин Д.Е. Численное моделирование метеоцунами 6 – 7 февраля 2014 года в районе Охотска	275
Иванова А.А., Архипкин В.С., Мысленков С.А., Шевченко Г.В. Моделирование штормовых нагонов в прибрежной зоне острова Сахалин с использованием модели ADCIRC.	280
Ивельская Т.Н., Ульянова А.В. Уточнение каталога проявлений цунами на побережье Сахалинской области	285
Ивельская Т.Н., Шевченко Г.В., Шишкин А.А. Проявление Чилийских цунами (1960, 2010 и 2014 гг.) на российском побережье Дальнего Востока	287
Кайстренко В.М., Храмушин В.Н., Золотухин Д.Е. Создание карт цунамирайонирования на примере Южных Курильских островов.	292
Кантаков Г.А. Опыт и перспективы работ с DART северо-западной части Тихого океана	297
Кириллов К.В. Экстремальное понижение температуры воды в прибрежной зоне юго-восточного Сахалина по данным инструментальных измерений.	302
Клячко М.А., Максимов В.В., Нуднер И.А., Фильков В.Ю. О межгосударственном стандарте «Здания, сооружения и территории требования безопасности при воздействии цунами»	304
Ковалев Д.П., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д. Возбуждение краевых волн атмосферными возмущениями на юго-восточном шельфе о. Сахалин.	307
Ковалев Д.П., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д. Распространение метеоцунами у побережья о. Сахалин	312
Колесов С.В., Носов М.А. Комбинированная 2D/3D модель генерации и распространения цунами	317
Королев П.Ю. Волновые процессы в районе м. Открытый (Приморский край) по данным инструментальных наблюдений	319
Королев Ю.П. Оперативный прогноз Чилийского цунами 1 апреля 2014 года	323
Куликов Е.А., Иващенко А.И., Медведев И.П. Оценка цунамиопасности района планируемого строительства АЭС на побережье Вьетнама	328
Кусайло О.В., Частиков В.Н., Шевченко Г.В. Экстремальные течения в районе Кириной морской нефтегазоносной площади.	334
Лоскутов А.В. Затухание и стохастизация волнового поля Самоа цунами 29 сентября 2009 года	337

Любицкий Ю.В.	
Штормовые нагоны на восточном побережье полуострова Камчатка	341
Марыжихин В.Е., Шевченко Г.В.	
Влияние аномальных приливных течений на гидрологические условия юго-западного побережья острова Сахалин	345
Носов М.А., Колесов С.В., Семенцов К.А., Матсумото Х.	
Проявление землетрясения Тохоку 2011 по данным глубоководных станций DONET.	350
Обрезкова М.С.	
Диатомовые комплексы, характерные для поверхностных осадков Амурского лимана и прилегающих акваторий	354
Пинегина Т.К.	
Сейсмо- и цунамигенерирующий потенциал северного окончания Камчатской зоны субдукции	357
Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Кайстренко В.М., Гребенникова Т.А., Харламов А.А., Горбунов А.О.	
Проблема выделения мегацунами для района Южных Курил на основе палеореконструкций	362
Рогачев К.А., Шлык Н.В.	
Исключительное опреснение прибрежных вод северо-западной части Охотского моря и его воздействие на распределение зоопланктона	367
Седаева О.С.	
Характер воздействия Алеутского минимума атмосферного давления на изменчивость уровня Охотского моря и интенсивность Восточно-Сахалинского течения в холодный период года	372
Симонов К.В.	
Геометрический анализ пространственных данных о проявлениях цунами на основе шиарлет-преобразования	376
Хузеева М.О.	
Повторяемость штормового волнения в прибрежной части Южной Курильской гряды по данным наблюдений береговых гидрометеорологических станций	381
Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В., Частиков В.Н.	
Аномальное влияние стока реки Амур на гидрологические условия шельфа о. Сахалин в период паводка 2013 года	386
Шевченко Г.В.	
Расчет возможных высот цунами с учетом вероятности наложения на прилив или нагон для побережья Охотского моря и прилегающих районов	390
Шевченко Г.В., Тамбовский В.С.	
Расчет экстремальных скоростей дрейфа льда на северо-восточном шельфе о. Сахалин по данным радиолокационных измерений	395
Шокин Ю.И., Рычков А.Д., Хакимзянов Г.С., Чубаров Л.Б.	
Сравнительный анализ некоторых алгоритмов моделирования наката волн цунами	400

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник в двух томах содержит материалы конференции **«Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска»**, проводимой в связи с 20-летием со дня Нефтегорской трагедии.

В сборнике широко представлены все направления исследований геодинамических процессов и опасных природных явлений в Дальневосточном регионе России, а также на других территориях РФ и зарубежных стран. Работы сгруппированы по направлениям (секциям):

- Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири (1 том).
- Проявления цунами и других морских опасных явлений (1 том).
- Тектоника и геодинамика северо-западной части Тихоокеанского региона (2 том).
- Современный вулканизм, методы наблюдений (2 том).
- Лавины, сели, паводки, разрушение морских берегов (2 том).
- Экологические проблемы и геоэкологические риски (2 том).

Новые технологии мониторинга природно-техногенных опасных процессов (2 том).

Открывает сборник серия пленарных докладов **«Уроки Нефтегорского землетрясения: научные, инженерные и психологические проблемы»**, тематика которых непосредственно связана с этим событием. Подробно рассмотрены геологические и тектонические условия Северного Сахалина, динамика и взаимодействие литосферных плит, которые привели к возникновению катастрофического события 1995 года. Представлено развернутое описание состояния сетей сейсмологических наблюдений в канун землетрясения и действий по налаживанию наблюдений в эпицентральной области, в том числе при помощи коллег-сейсмологов из зарубежных стран. Международное сотрудничество в области изучения геодинамических процессов и связанных с ними природных катастроф в Азиатско-Тихоокеанском регионе началось в ходе совместных действий после Нефтегорского землетрясения и продолжается в настоящее время, поскольку природные явления, такие как землетрясения, цунами, вулканические извержения, не признают ни государственных границ, ни политических разногласий. Только совместными усилиями можно решить проблемы предупреждения о приближающихся катастрофах, ликвидации последствий особо крупных и разрушительных событий, снижения рисков при развитии инфраструктуры населенных пунктов и освоении природных ресурсов на сейсмо- и цунамиопасных территориях.

Большое внимание уделено проблеме прогноза сильных землетрясений Сахалинской области, обобщен опыт среднесрочных прогнозов, показаны объективные технические, информационные и другие проблемы, не позволяющие в настоящее время окончательно решить задачу предупреждения о грозящей катастрофе.

Важное место занимает анализ инженерных и строительных проблем, которые явно наглядно проявились во время Нефтегорского землетрясения. Показано, что недостаточная проработка строительных норм и, особенно, их нарушение на любом этапе проектирования или строительства усугубляют катастрофические последствия землетрясений. Представлены архивные материалы с хронологией Нефтегорского события, действий спасателей, государственных и административных служб, приведены официальные данные о человеческих жертвах и материальном ущербе. Все это говорит о том, как важно извлечь уроки из произошедшего, чтобы не повторить аналогичные ошибки в будущем. В первую очередь это относится к проблеме мониторинга природных процессов на территориях, подверженных опасным природным явлениям, необходимости неукоснительного выполнения строительных норм и правил при освоении данных территорий.

В разделе **«Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири»** представлен широкий спектр работ по исследованию глобальных и локальных сейсмических процессов. Сюда входит анализ сейсмичности отдельных регионов и связи ее с планетарными процессами и космофизическими ритмами, описание последствий сильных землетрясений,

выявление закономерностей сейсмогеодинамических процессов, исследование характеристик состояния геосреды и динамики сейсмического процесса методами моделирования и с помощью натуральных экспериментов.

Рассматриваются условия подготовки землетрясений, даются оценки параметров их очагов (тензора момента, механизма, сброшенных напряжений и т.д.), а также анализируются процессы релаксации и затухания сейсмического процесса. Ряд работ посвящен наблюдениям на специализированных полигонах с целью выявления возможных предвестников сильных землетрясений. Вопросы прогноза сильных землетрясений остаются актуальными, особенно для населенных и промышленно развивающихся регионов, поэтому им уделено особое внимание. Предложены новые подходы, связанные с оценкой вероятности возникновения сильного сейсмического события. Обсуждаются вопросы оценки сейсмической опасности, включая геологические, инженерные и строительные аспекты. Уделено внимание вопросам наведенной сейсмичности, проявляющейся в районах разработки месторождений углеводородов и крупных водохранилищ, для чего привлекаются математические модели и многолетние сейсмологические данные.

Некоторые доклады представлены краткими сообщениями, но они дают представление о направлениях и результатах проведенных исследований.

В разделе **«Проявления цунами и других морских опасных явлений»** основное внимание уделено катастрофическим волнам цунами, прежде всего изучению особенностей проявления сильных цунами последних лет в северо-западной части Тихого океана и на тихоокеанском побережье Дальнего Востока Российской Федерации. Эти работы основаны как на численном моделировании, так и на анализе инструментальных записей цунами на береговых и глубоководных регистраторах. Ряд докладов посвящен вопросам оценки возможных высот цунами редкой повторяемости и построению карт цунамиопасности побережья, которые необходимы для оптимального размещения и безопасного проектирования промышленных объектов и транспортных коммуникаций в прибрежных районах. Рассмотрены некоторые аспекты работы Службы предупреждения населения о волнах цунами и разработке методов, позволяющих повысить ее эффективность. Ряд работ посвящен поиску следов древних цунами в прибрежных отложениях, оценке их высот и дальности заплесков.

Помимо волн цунами сейсмического происхождения в нескольких докладах рассматриваются вопросы формирования аналогичных аномальных колебаний, вызванных атмосферными процессами (метеоцунами). С прохождением над прибрежными областями циклонов и тайфунов связаны также такие опасные явления, как штормовые нагоны и штормовое волнение, представляющие значительную угрозу для прибрежных районов Дальнего Востока. На конференции будут представлены доклады, посвященные влиянию аномального стока реки Амур в 2013 году на гидрологические и гидробиологические характеристики западной части Охотского моря, анализу аномальных приливных течений, скоростей дрейфа льда и ряду других процессов, способных эпизодически создавать экстремальные ситуации в акваториях Дальнего Востока России.

УДК 528.3:550.34:551.24

**СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРНОГО САХАЛИНА
ДО И ПОСЛЕ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27(28) МАЯ 1995 Г. MW= 7.0***Н.Ф. Василенко¹, А.С. Прытков¹, М. Касахара², Х. Такахаши²*¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;² Хоккайдский университет, Институт сейсмологии и вулканологии, Саппоро, Япония
n.vasilenko@imgg.ru

В свете современных представлений деформации земной поверхности о. Сахалин определяются конвергенцией Евразийской (Амурской) и Североамериканской (Охотской) литосферных плит. На севере острова граница плит обычно отождествляется с зоной активного скальвания между Гыргыланьи-Дагинским и Северо-Сахалинским активными разломами, между которыми располагается Верхне-Пильтунский сейсморазрыв, вскрывшийся в результате Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. Mw= 7.0.

Инструментальные данные о крупномасштабных смещениях и деформациях земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения получены в 1995-1997 гг. в ходе Международной экспедиции [3]. GPS методами переопределено относительное положение более 50 пунктов триангуляции на обширной территории около 5000 км². В качестве исходных для построения схем деформирования земной поверхности использованы данные геодезических работ, выполненных различными производственными организациями в предшествующие годы [2].

В период, предшествующий землетрясению (1941–1970 гг.), в окрестностях Верхне-Пильтунского разлома наблюдался весьма неоднородный характер деформирования земной поверхности. На севере горизонтальные смещения имели характер правостороннего сдвига величиной 40÷50 см. Смещения такого же направления, но большей величины (55÷90 см), наблюдались и в южной части разлома в непосредственной близости к Вал-Лангрийскому разлому. В то же время между зонами правосдвиговых смещений на широтах от 52°30' до 52°50' резко выделяется область преобладающих деформаций интенсивного субширотного сжатия, достигающего 70 см.

В результате землетрясения по вскрывшемуся Верхне-Пильтунском сейсморазрыву произошел правосторонний сдвиг средней величиной 3.8 м [1]. По геодезическим данным активизация Верхне-Пильтунского разлома произошла на простирании порядка 70 км от зоны сочленения его линеаментов с Гыргыланьи-Дагинским и Вал-Лангрийским разломами на юге до зоны сочленения с Пильтунским разломом на севере (рис. 1). В северной части района исследований правосторонняя компонента смещения сопровождалась заметным субширотным сжатием. На юге субширотное сжатие, проявлявшееся до землетрясения, практически отсутствует.

Схема косейсмических вертикальных смещений земной поверхности эпицентральной зоны приведена на рисунке 2. На севере и юге сейсморазрыва характер вертикальных смещений существенно различен. На севере западное крыло взброшено относительно восточного в среднем на 75 см. В южной части сейсморазрыва взброшено на 30÷40 см восточное крыло. По амплитуде и направлению эти величины хорошо согласуются с вертикальными смещениями, выявленными при непосредственном обследовании поверхностного сейсморазрыва [1]. Такие особенности деформирования земной поверхности позволяют полагать, что плоскость магистрального сейсморазрыва при Нефтегорском землетрясении имела форму, близкую к пропеллерообразной и соответствует механизму очага с двумя субразрывами [4].

Полученные инструментальные данные свидетельствует о значительно большей протяженности сейсморазрыва относительно поверхностной его части, обследованной после

землетрясения. По данным спутниковой интерферометрии [7] значительные косейсмические деформации произошли и в зоне южного линеамента Верхне-Пильгунского разлома, где по геодезическим данным зафиксированы правосторонние смещения пунктов до 80 см (рис. 1). Модельные расчеты обратной задачи интерферометрии, выполненные в работе [7] подтверждают, что сейсморазрыв мог продолжаться на юг еще на 15 км при величине правостороннего сдвига около 1 м.

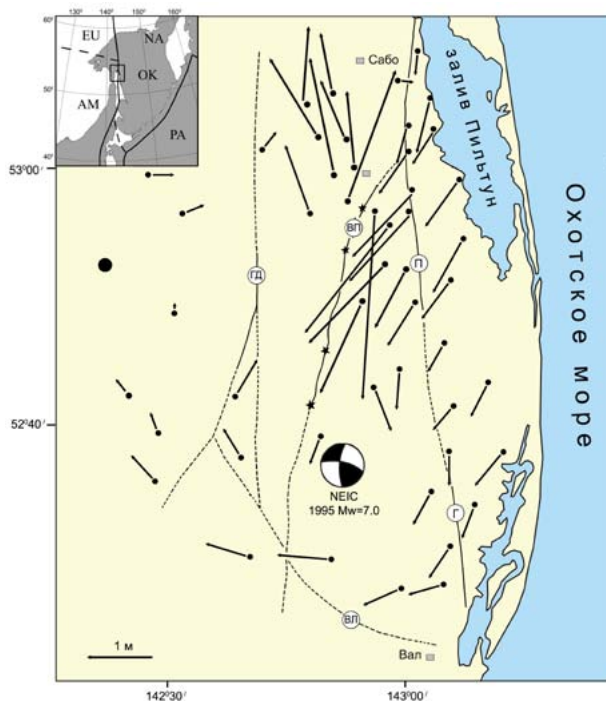


Рис. 1. Схема горизонтальных косейсмических смещений земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 1995 г. Схема построена относительно фиксированного пункта (изображен большим кружком). Масштаб смещений приведен в нижнем левом углу, среднеквадратические ошибки смещений не превышают 15 см. Основные разломы и их линеаменты приведены по данным работы [1]. ВП - Верхне-Пильгунский, вскрывшийся в результате землетрясения (звездочками отмечены обследованный поверхностный сейсморазрыв), ГД - Гыргылань-Дагинский, ВЛ - Вал-Лангрийский, составляющие Северо-Сахалинского разлома; П - Пильгунский, Г - Гаромайский. На врезке приведены границы литосферных плит региона согласно геологической модели NUVEL-1A: EU - Евразийская, NA - Североамериканская, PA - Тихоокеанская, OK - Охотская, AM - Амурская литосферные плиты. Прямоугольником выделен район исследований.

В совокупности наибольший косейсмический эффект проявился в ближайших окрестностях п. Нефтегорск. К этому району приурочены максимальные вертикальные смещения (вверх) величиной до 1 м, а правосторонний сдвиг по сейсморазрыву превысил 4 м. Такие значительные смещения земной поверхности в результате резкого сброса напряжений при землетрясении могли быть причиной катастрофических разрушений в п. Нефтегорск.

Для изучения межсейсмических скоростей накопления деформаций земной поверхности Северного Сахалина в 2003 г. на широте $\sim 53^\circ$ создан региональный поперечный профиль из 7 пунктов GPS наблюдений, пересекающий островную сушу, и локальная сеть из 6 пунктов, контролирующая северные окрестности Верхне-Пильгунского сейсморазрыва. К 2013 г. здесь проведено 5 эпох повторных измерений.

После Нефтегорского землетрясения в изучаемом районе преобладают деформации правостороннего сдвига (рис. 3а). Средняя GPS скорость правосторонних смещений на поперечном профиле составляет 3.5 мм/год. Практически с такой же скоростью (3.7 мм/год) происходит смещение в окрестности Верхне-Пильгунского разлома. На основе полученных GPS скоростей смещений пунктов с помощью программы Grid_strain [6] выполнено моделирование

напряженного состояния района исследований (рис. 3б). Пространственное распределение осей деформаций свидетельствует о преобладающих напряжениях сжатия островной суши северо-восточного направления. Значимые напряжения растяжения наблюдаются только в окрестности Верхне-Пильтунского разлома. Такой современный характер деформирования области сейсморазрыва отражает свободное состояние Верхне-Пильтунского взброса-сдвига после Нефтегорского землетрясения.

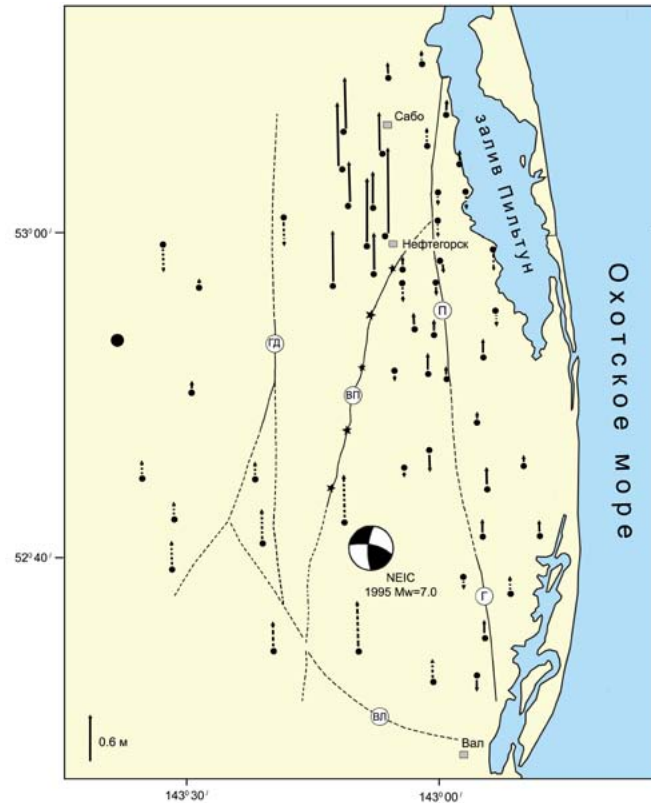


Рис. 2. Схема вертикальных косейсмических смещений земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения. Масштаб смещений приведен в нижнем левом углу. Сплошными стрелками показаны вертикальные смещения пунктов, высоты которых до землетрясения определены геометрическим нивелированием, их среднеквадратические ошибки не превышают 6 см; пунктиром – вычисленные на основе данных спутниковой радиоинтерферометрии [6] и косейсмических горизонтальных смещений, их среднеквадратические ошибки не превышают 15 см; остальные условные обозначения аналогичны рис. 1.

Период повторяемости сейсмических катастроф, подобных Нефтегорскому землетрясению, можно оценить путем сопоставления средней скорости правосторонних смещений на поперечном профиле со средней величиной правостороннего сдвига на вскрывшемся Верхне-Пильтунском сейсморазрыве. В этом случае период повторяемости составляет около 1100 лет, что хорошо согласуется с установленными интервалами ~1200 лет между сильными палеоземлетрясениями Северного Сахалина [1].

Анализ GPS скоростей смещений земной поверхности Северного Сахалина (рис. 3а) позволяет исследовать пространственное положение границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит, оценить глубину контакта и скорость их конвергенции, что важно для оценки современного сейсмического потенциала региона. Для района исследований методом инверсии [5] субширотных компонент GPS скоростей рассмотрены модели схождения литосферных плит с границей, проходящей по Северо-Сахалинскому, Гыргылань-Дагинскому разлому и модель с двумя разломами. Скорости движений наилучшим образом согласуются с модельным решением для границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит, проходящей по Северо-Сахалинскому разлому. При этом скорость схождения литосферных плит составляет 7.8 мм/год, а глубина зоны их механического контакта в настоящее время достигает 15 км.

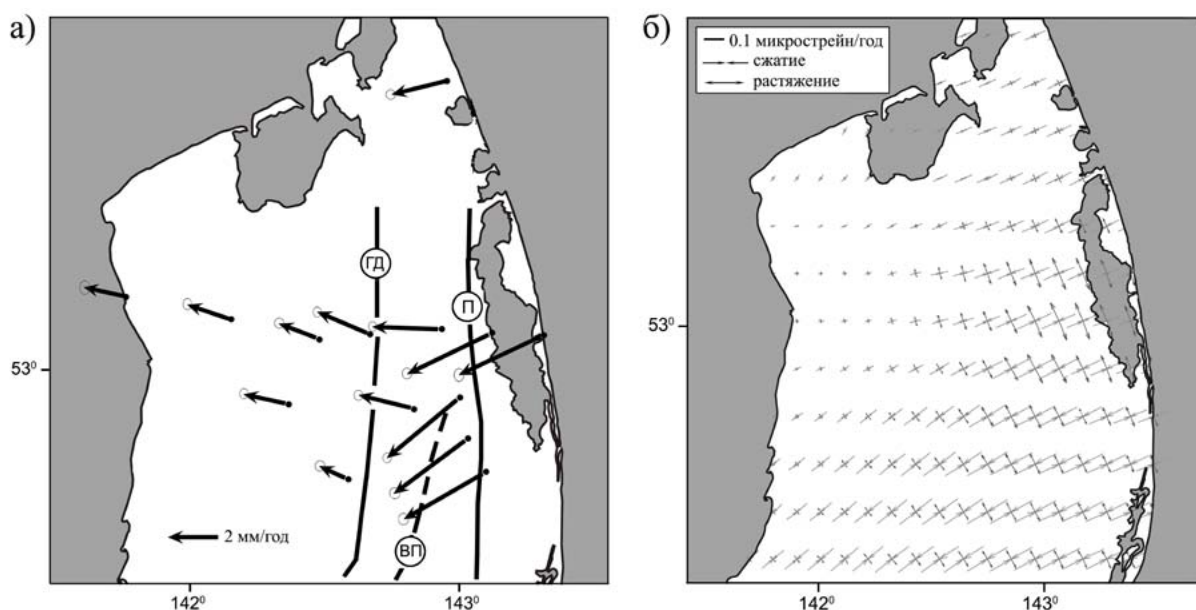


Рис. 3. Скорости горизонтальных движений GPS пунктов за период 2003-2013 гг. относительно Евразийской плиты (а); поле деформаций земной поверхности, построенное по данным GPS наблюдений (б). Условные обозначения аналогичны рис. 1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы Северо-Восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С.66-86.
2. Василенко Н.Ф., Иващенко А.И., Ким Чун Ун и др. Деформации земной поверхности в эпицентральной зоне Нefтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 39-57.
3. Международная экспедиция Нefтегорск - 1995. Научное обследование землетрясения 1995 г. на Северном Сахалине и его последствий. Науч. рук. М. Касахара. Саппоро: Изд-во Хоккайдского университета, 1996. 287 с. (на японском яз.).
4. Kikuchi M. Mechanism analysis by teleseismic body wave inversion // Research Report on the 1995 North Sakhalin Earthquake and its Disaste. 1996. P. 37-43 (in Japanese).
5. Shimazaki K., Zhao Y. Dislocation model for strain accumulation in plate collision zone // Earth Planets Space. 2000. Vol. 52, № 11. P. 1091-1094.
6. Teza G., Pesci A., Galgaro A. Grid_strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments // Computers and Geosciences. 2008. Vol. 34, № 9. P. 1142-1153.
7. Tobita M., Fujiwara S., Ozawa S. et al. Deformation of the 1995 North Sakhalin earthquake detected by JERS-1/SAR interferometry // Earth Planets Space. 1998. Vol. 50. P. 313-325.

УДК 94(571.64)

СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОРГАНОВ ВЛАСТИ ПО УСТРАНЕНИЮ УЩЕРБА, НАНЕСЁННОГО СТИХИЕЙ

Я.Е. Габриков

Государственный исторический архив Сахалинской области, г. Южно-Сахалинск, Россия
jaroslav.gabrikov@yandex.ru

Нефтегорское землетрясение 28 мая 1995 г. входит в число самых мощных и разрушительных в российской новейшей истории. Оно охватило обширную территорию (толчки от 7 баллов и выше ощущались в г. Оха, пос. Сабо, Пильтун, Тунгор, Эхаби, Восточный), однако основной удар пришёлся на плотно застроенный пос. Нефтегорск с населением 3197 человек. Последний был основан относительно недавно (8 декабря 1970 г.) на базе нефтедобывающих предприятий нефтепромышленного управления «Востокнефть» (строительство посёлка началось ещё в середине 1960-х гг.). Посёлок, являвшийся символом бурного развития советской нефтяной промышленности на Сахалине, в одночасье прекратил своё существование.

Всего в Охинском и Ногликском районах пострадало более 4 тыс. человек. В Нефтегорске под завалами оказалось 2364 человека, из которых 1958 (в том числе 268 детей) погибли и 406 (в том числе 40 детей) получили травмы и ранения различной тяжести. По состоянию на 1 августа 1995 г. 387 человек были госпитализированы, из них 37 умерло в больницах от осложнений. В итоге безвозвратные потери составили 1995 человек.

В Нефтегорске было полностью разрушено 17 пятиэтажных 80-квартирных домов (1360 квартир), 1 магазин, 1 административное здание, клуб, школа, котельная, столовая, пекарня и электроподстанция. Устояли 4 двухэтажных дома, 4 детских сада, поликлиника. В Охе во многих домах образовались трещины в стенах, потолках, были повреждены фундаменты, перекошились двери, были разбиты оконные стёкла, обвалилось 2 балкона в пятиэтажном доме, у большинства жителей разбилась посуда, телерадиоаппаратура, повреждена мебель. Пострадали и другие населённые пункты.

На участке узкоколейной железной дороги Ноглики – Оха было повреждено 31 км железнодорожной насыпи и колеи, выведено из строя 2 км автодороги, повреждено два автомоста, разрушен мост через р. Кадыланьи в районе пос. Сабо. На территории Охинского района было повреждено 203 км линий электропередач, 20 км линий связи, 8 км нефтепровода и 9 км газопровода, выведена из строя одна буровая установка, одна насосная станция. Было выявлено 20 точек разлива нефти, в том числе 4 – на магистральном нефтепроводе на участке Лагури – Погиби (объём разлитой нефти составил 3,5 тыс. м³). Частично нефть попала в нерестовые реки Глухарка, Чёрная, Сабо, Ухто.

Ликвидация последствий землетрясений осуществлялась в 2 этапа. На первом этапе проводились аварийно-спасательные и другие неотложные работы (с 28 мая по 10 июня 1995 г.). На втором этапе производилось восстановление социально-экономического потенциала зоны бедствия (начиная с 11 июня).

Первое рабочее заседание комиссии по чрезвычайным ситуациям (КЧС) при администрации Сахалинской области состоялось 28 мая в 8 часов утра. По итогам этого заседания было принято решение об отправке группы во главе с губернатором И.П. Фархутдиновым на место для организации мероприятий по проведению спасательных и других неотложных работ, которая в 15 ч 40 мин того же дня прибыла на место бедствия. В первые трое суток КЧС области проводила заседания по 2–3 раза в день, в последующем –

ежедневно на первом этапе и 2 раза в неделю на втором этапе ликвидации последствий землетрясения. Решения, принимавшиеся комиссией, касались отправки в Нефтегорск спасательных и врачебных бригад, строительной техники; организации перевозок людей, техники и грузов; организации похорон погибших; обеспечения лишившихся жилья квартирами; доставки домиков контейнерного типа под временные медицинские пункты, почту, административные здания и контейнеров под вещи пострадавших и др.

Оперативную группу МЧС России с 29 мая по 2 июня возглавлял Министр МЧС России С.К. Шойгу, с 3 по 10 июня – его заместитель генерал-лейтенант Н.И. Локтионов. 30 мая 1995 г. в Сахалинскую область прибыл и посетил п. Нефтегорск и г. Оха первый вице-премьер Правительства РФ О.Н. Сосковец. Под его председательством был проведён телемост непосредственно из пос. Нефтегорск и рабочее совещание в администрации области с её руководителями и членами КЧС.

После того, как люди были извлечены из-под завалов, им была оказана квалифицированная медицинская помощь, необходимо было разместить их во временных эвакуационных пунктах. Уже 29 мая 1995 г. были организованы и готовы к приёму пострадавших пункты временного размещения в г. Оха на базе профилактория АО «Сахалинморнефтегаз» «Лесная поляна» (100 мест) и средней школы № 7 (100 мест), в г. Южно-Сахалинск в санатории «Аралия» (100 мест) и в центре временного размещения «Ласточка» (250 мест). На следующий день это было утверждено постановлением губернатора области № 143 от 30 мая 1995 г., согласно которому на территории Сахалинской области предписывалось создать 5 эвакуационных пунктов (3 – в Охе, 1 – в Ногликах, 1 – в Южно-Сахалинске) общей ёмкостью до 500 человек, а также использовать для размещения нефтегорцев Центр временного размещения «Ласточка» в г. Южно-Сахалинск.

В первую очередь были эвакуированы дети. Взрослое население, как правило, не выезжало из пос. Нефтегорск до тех пор, пока не были найдены и похоронены родственники и не были отправлены контейнеры с оставшимися домашними вещами. Поэтому эвакуация проходила не одномоментно, что облегчило её проведение. За 2 месяца в пунктах и центрах временного размещения было принято 457 нефтегорцев, а также 670 родственников членов семей жителей п. Нефтегорск. Все пострадавшие обеспечивались бесплатным питанием.

В первый же день после землетрясения были приняты меры по организации приёма гуманитарной помощи как от Правительства РФ, российских регионов, так и от зарубежных стран. Вместе со спасателями в район бедствия прибыли эксперты Департамента ООН по гуманитарным вопросам (UNDAC) в том числе для координации этих поставок. К 1 августа для пострадавших поступило 559,2 т гуманитарной помощи стоимостью 12,95 млн. рублей, в том числе от МЧС России – 30,1 т, из областного резерва – 150 палаток и 119 керосиновых печей, от субъектов РФ и организаций – 149,6 т (из них 50 т продовольствия, 28,5 т медикаментов), от иностранных государств – 379,57 т (из них 78,3 т продовольствия, 113,8 т медикаментов и медоборудования). Помощь оказали Япония (161,1 т), Южная Корея (104,6 т), США (59,8 т), Бельгия (29,8 т), Италия (20,25 т), Армения (4 т и 4 микроавтобуса ЕрАЗ). Гуманитарный груз поступал в область морским транспортом (13 теплоходов), авиатранспортом (33 авиарейса) и по железной дороге.

Указом Президента Российской Федерации № 546 от 30 мая 1995 г. день 31 мая 1995 г. был объявлен в Российской Федерации днём траура в связи с землетрясением в Нефтегорске. По всей стране были приспущены флаги и отменены увеселительные мероприятия.

После оказания первой помощи встал вопрос о выплатах компенсаций и расселении пострадавших семей. 31 мая губернатором Сахалинской области была образована комиссия по компенсационным выплатам жителям Охинского и Ногликского районов, пострадавшим от Нефтегорского землетрясения. Председателем комиссии был назначен вице-губернатор области В.Д. Гуревич. Основными задачами комиссии были защита прав и интересов пострадавшего населения Охинского и Ногликского районов, оказание помощи в решении социально-экономических проблем пострадавшего региона. В своих действиях комиссия сначала руководствовалась Постановлением Правительства РФ от 30 мая 1995 г. «О временном Положении о компенсационных выплатах жителям Охинского и Ногликского районов

Сахалинской области, пострадавшим от стихийного бедствия 28 мая 1995 года», затем – постановлением Правительства РФ № 539 от 2 июня 1995 г. «О порядке предоставления единовременной материальной помощи и компенсационных выплат гражданам, пострадавшим в результате землетрясения в Сахалинской области».

Пострадавшим, потерявшим вследствие стихийного бедствия кормильца или члена семьи, либо здоровью которых был причинён ущерб, полагалась материальная помощь в 20-кратном размере минимальной оплаты труда (МРОТ). Членам семей погибших выплачивалось 200 МРОТ в равных долях каждому члену семьи. Возмещался и материальный ущерб, причинённый в результате землетрясения – до 50 млн. рублей. Всего по состоянию на 4 апреля 1996 г. было выплачено 45 млрд. 354 млн. 900 тыс. рублей.

Началась и работа по выделению квартир населению. Однако, проводилась она недостаточно оперативно. По состоянию на 4 апреля 1996 г. пострадавшим было предоставлено 322 квартиры (256 на Сахалине и 66 на материке), оформлено и выдано 205 государственных жилищных сертификатов. При этом 28 февраля 1996 г. Распоряжением Правительства РФ № 275-р Сахалинской области было выделено дополнительно 1398 жилищных сертификатов. С 14 марта 1996 г. началась работа по сбору заявлений от пострадавших с указанием места переселения.

18 сентября 1995 г. Президент России Б.Н. Ельцин наградил государственными наградами наиболее отличившихся участников ликвидации последствий землетрясения в Нефтегорске. 29 сентября 1995 г., через 4 месяца после разрушительного землетрясения Нефтегорск был упразднен и исключен из учётных данных. Однако память о трагедии до сих пор бережно хранится в умах и сердцах сахалинцев. Материальным воплощением этой памяти стали многочисленные монументы, посвященные жертвам Нефтегорского землетрясения. Это мемориал на месте бывшего посёлка (кладбищенский комплекс и звонницы), памятник жертвам Нефтегорского землетрясения на площади Ленина в г. Южно-Сахалинск, православный храм преподобного Сергия Радонежского в г. Оха, первый камень в основание которого был заложен 28 мая 1996 г., в первую годовщину Нефтегорской трагедии. Тот труд, который приложили участники ликвидации последствий стихии, тоже не должен быть забыт.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГИАСО (Государственный исторический архив Сахалинской области). Ф. Р-1198. Оп. 1. Д. 360-362, 365, 374-376, 434-444, 511, 618.
2. ГИАСО (Государственный исторический архив Сахалинской области). Ф. П-4752. Оп. 1. Д. 119.
3. Агличев С.Р. Нефтегорск. 1995 год // Краеведческий бюллетень. 1995. № 3. С. 3-42.
4. Белоносов В.И. Пирамиды власти, или Там, на шахте угольной... Книга 2. Южно-Сахалинск: Сахалин – Приамурские ведомости, 2012. 351 с.
5. Белоносов В.И. Нефтегорск: 28.05-10.06.1995 г. Страницы из рабочей книжки // Краеведческий бюллетень. 1996. № 3. С.28-45.
6. Россия в борьбе с катастрофами. Книга 2. XX век – начало XXI века / под общ. ред. С.К. Шойгу. М.: Деловой экспресс, 2007. 272 с.

УДК 550.34 (571)

НЕФТЕГОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27(28) МАЯ 1995 ГОДА И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ САХАЛИНА

А.И. Иващенко

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
aai_imgg@mail.ru

Нефтегорское землетрясение 27 мая 1995 г. – одна из самых трагических страниц в истории современной России. Двадцать лет тому назад, в ночь с 27 на 28 мая 1995 г. в 01 час ночи по местному времени, серия мощных подземных толчков за несколько секунд полностью разрушила 17 крупноблочных пятиэтажных 80-квартирных жилых домов, составлявших ядро застройки поселка нефтяников Нефтегорска на севере Сахалина. Землетрясение с магнитудой $M_w = 7.0$ привело к гибели почти 2 тыс. наших сограждан из общего населения поселка около 3.2 тыс. человек, еще 800 человек были ранены, материальный ущерб составил ~ 650 млрд. руб. (в ценах 1995 г.) [2, 3]. В ходе масштабных поисково-спасательных работ удалось спасти из-под завалов зданий около 400 человек. Поселок Нефтегорск перестал существовать, на его месте воздвигнут Мемориал погибшим, а день 28 мая объявлен в Сахалинской области днем траура в память о жертвах нефтегорской трагедии.

С момента своего возникновения разрушительное Нефтегорское землетрясение 1995 г. и его последствия подверглись многосторонним исследованиям и в значительной степени повлияли на все развитие науки о землетрясениях в Дальневосточном регионе, как в области фундаментальных исследований, так и в научно-прикладном плане. Далеко не полный список опубликованных научных работ, посвященных этому землетрясению, приведен в [5].

В течение 1.5 месяцев после землетрясения его очаговая зона была детально обследована международной эпицентральной экспедицией, состоявшей из 39 специалистов Сахалина, Москвы и Японии, при содействии Администрации Сахалинской области [2, 6]. В общей же сложности международная экспедиция действовала в течение 1995 – 1997 гг. Наиболее удивительным открытием, поразившим всех специалистов, стало обнаружение протяженного (около 40 км) классического сдвигового разрыва земной поверхности с горизонтальным смещением блоков до 8 м, образовавшегося во время землетрясения, что наблюдалось впервые на Сахалине. Локальная сеть из 12 цифровых сейсмических станций (по 6 станций, привезенных из Москвы и Японии) менее чем за месяц зарегистрировала 2700 афтершоков Нефтегорского землетрясения, что позволило определить размеры очаговой области и детально изучить ее структуру. В течение 1995 – 1997 гг. было переопределено относительное положение 56 геодезических пунктов триангуляции, расположенных в пределах эпицентральной зоны землетрясения и ее окрестностей, в результате чего были определены горизонтальные (до 4 м) и вертикальные (до 1 м) смещения земной поверхности, связанные с Нефтегорским землетрясением 1995 г.

Оказалось, что сейсмический разрыв пространственно совпадает с известным Верхне-Пильгунским разломом, который, как показали последующие исследования, неоднократно проявлялся аналогичным образом на земной поверхности в недавнем геологическом прошлом – 1000, 1400 и 1800 лет тому назад. Разломы подобного типа получили название активных разломов, и сегодня их изучением широко занимаются во всем мире, так как они являются главными источниками возникновения наиболее сильных и разрушительных землетрясений. До возникновения Нефтегорского землетрясения 1995 г. исследованиями активных разломов на Сахалине не занимались, поскольку достоверных данных о наличии таких разломов не было, а отрывочные косвенные данные были не очень убедительны. Пионерами этих исследований на Сахалине стали М.И. Стрельцов и Р.Ф. Булгаков (ИМГиГ ДВО РАН) в содружестве с

А.И. Кожуриным (ГИН РАН). М.И. Стрельцов подготовил замечательный фотоальбом о Нефтегорском землетрясении 1995 года и его полевом обследовании [3], где помещено множество фотодокументов сейсмического разрыва с комментариями автора и А.И. Кожурина, но так и не увидел его при жизни. На протяжении нескольких лет исследования активных разломов Сахалина выполнялись по гранту Администрации Сахалинской области. За истекшие годы активные разломы были выявлены в северо-восточной, центральной и южной частях острова [1]. Для их выделения использовались геоморфологические методы, дешифрирование аэрофотоснимков и проходка глубоких траншей поперек зон разломов (трэнчинг). На северо-востоке острова главные активные разломы, Пильтунский и Гаромайский, образуют единую систему, параллельную побережью, вдоль которой происходят медленные правосдвиговые смещения со скоростью 3 – 5 мм/год. В то же время вся северо-восточная часть острова подвергается сильному сжатию со скоростью около 13 мм/год. Накопленная энергия упругих деформаций высвобождается в виде землетрясений типа Нефтегорского события 1995 г. По результатам полевых исследований период повторяемости таких событий составляет от нескольких сотен до первых тысяч лет. В центральной и южной части острова зоны активных разломов преимущественно взбросового типа ограничивают с запада осевые депрессии Центрального и Южного Сахалина. Система этих разломов протягивается вблизи или через наиболее населенные районы острова, а на юге проходит всего в нескольких километрах западнее Южно-Сахалинска, представляя собой главный источник сейсмической опасности. По данным наблюдений в траншеях, период повторяемости землетрясений, сопоставимых по силе с Нефтегорским 1995 г., составляет здесь около 4 тысяч лет. Исследования активных разломов привели к переоценке представлений о природе землетрясений на Сахалине, что отразилось и на оценках сейсмической опасности.

Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. способствовало коренному пересмотру действовавшей до этого нормативной карты сейсмического районирования Сахалина (СР-78) и оказало влияние на все последующие оценки сейсмической опасности Сахалина и прилегающего шельфа. В период с 1995 до 2000 г. официальным нормативом взамен карты СР-78 служила «Временная схема сейсмического районирования Сахалинской области и повторяемости сейсмических воздействий», а с 2000 г. и по настоящее время таким нормативным документом стала новая карта общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97, включенная в обновленные строительные нормы и правила [4]. На новых картах уровень исходной сейсмичности увеличился для значительной части территории Сахалина на 2 – 3 балла в сравнении с СР-78, что породило ряд проблем социально-экономического порядка. Последующие исследования подтвердили неизбежность такого пересмотра оценок сейсмической опасности в сторону их увеличения и, вместе с тем, выявили необходимость существенного уточнения уже новой карты ОСР-97. Это обусловлено накоплением большого объема новых данных за последние 10 – 15 лет, которые не могли быть учтены при создании карты ОСР-97. В настоящее время учет новых данных неизбежно приводит к пересмотру исходных моделей сейсмичности и затухания движений грунта для Сахалина, лежащих в основе вероятностного расчета сейсмической опасности. Эти новые данные уже используются при выполнении работ по детальному сейсмическому районированию (ДСР) населенных пунктов и площадок строительства ответственных объектов, но они пока не нашли своего отражения в нормативной карте сейсмического районирования Сахалина. Обращается внимание на необходимость получения ряда дополнительных данных о структуре зон активных разломов, повторяемости землетрясений, современных движениях и аномалиях глубинного строения, поглощении, анизотропии и других характеристиках земной коры, необходимых для надежного моделирования сейсмических воздействий. Многие из этих данных можно получить только при условии коренной модернизации и расширения сети сейсмических станций на Сахалине.

Возникновение Нефтегорского землетрясения 1995 г. пришлось на начало промышленного освоения нефтегазовых ресурсов шельфа Сахалина в рамках проектов «Сахалин-1» и «Сахалин-2», в ходе которого ИМГиГ ДВО РАН выполнил большое число научно-прикладных исследований по оценке сейсмической и геологической опасности различных участков территории Сахалина и прилегающего шельфа по заказам компаний-операторов этих проектов.

Эти исследования, выполнявшиеся в соответствии как с российскими, так и зарубежными нормами строительства в сейсмических районах, были нацелены в основном на получение расчетных данных о сейсмических и геологических воздействиях на той или иной конкретной строительной площадке или трассе, необходимых для проектирования и строительства объектов нефтегазового комплекса. В некоторых случаях проводилось численное моделирование миграции флюидов в слоистой толще, нелинейного отклика слабых грунтов на сейсмические воздействия, изменений поля напряжений в окрестности резервуара в результате откачки нефти и газа для оценки потенциальной возможности возникновения техногенных землетрясений и проседания осадочной толщи пород, залегающей над резервуаром и др. В результате выполнения этих прикладных работ были получены ответы и на некоторые фундаментальные вопросы, например, было показано, что вопреки ранее распространенному мнению, сейсмическая опасность северо-восточного шельфа Сахалина не выше, а ниже, чем прилегающей суши.

Иногда спрашивают – могла ли многолетняя добыча нефти и газа на севере Сахалина стать причиной Нефтегорского землетрясения 1995 г. или, по крайней мере, отчасти спровоцировать его возникновение? Ответ на этот вопрос отрицательный. Очаговые области таких сильных землетрясений как Нефтегорское 1995 г., Монеронское 1971 г., Углегорское 2000 г. имеют размеры, которые намного больше по сравнению с размерами природных резервуаров нефти и газа. Кроме того, они зарождаются на глубинах 15 – 20 км, а большая часть запасов нефти и газа на месторождениях Сахалина и его шельфа приходится на глубину, не превышающую 3 км. Разумеется, полностью отрицать возможность возникновения техногенных землетрясений вследствие влияния нефте- и газодобычи на земные недра нельзя. Но, во-первых, такие техногенные землетрясения намного слабее, чем Нефтегорское, а во-вторых, они возникают не сразу с началом добычи углеводородов, а спустя 15 – 20 лет, когда пластовое давление в резервуаре падает не менее чем на 50 – 70%. Это подтверждается как численным моделированием процесса извлечения углеводородов, так и прямыми наблюдениями за возникновением техногенной сейсмичности на ряде известных месторождений земного шара (США, Франция и др.). Одним из важных достижений сахалинских сейсмологов было заключение соглашения с компаниями-операторами нефтяных проектов о проведении сейсмического мониторинга месторождений северо-восточного шельфа Сахалина. В настоящее время такой сейсмический мониторинг проводится под эгидой ИМГиГ ДВО РАН уже около 10 лет.

Нефтегорское землетрясение 1995 г. положило начало тесному научно-техническому сотрудничеству между сахалинскими и японскими специалистами, прежде всего из Университета Хоккайдо, в результате которого были начаты детальные наблюдения за землетрясениями Сахалина с помощью автономных цифровых сейсмических станций DATAMARK, за современными движениями земной коры Сахалина с помощью спутниковой GPS геодезии, а также полевые исследования активных разломов Сахалина. Это сотрудничество было особенно важно в первые годы после Нефтегорского землетрясения, когда сеть сейсмических станций на Сахалине и Курилах была сильно ослаблена, т.к. часть станций была закрыта из-за недостатка финансирования. Следует напомнить, что японские специалисты прибыли на Сахалин для участия в обследовании Нефтегорского землетрясения всего через 4 месяца после катастрофического землетрясения в Кобе (Япония) в январе 1995 г., унесшего жизни почти 5 тыс. японских граждан, где эти специалисты также участвовали в полевых работах. В последующие годы удалось наладить регулярную регистрацию землетрясений на Сахалине на качественно иной, цифровой основе, и в этом также большая заслуга принадлежит нашим японским коллегам, которые оказывали всяческую помощь. При возникновении сильных землетрясений на Сахалине в последующие годы – Углегорского 2000 г., Такойского роя 2001 г., Невельского землетрясения 2007 г., трудностей с проведением их полевого обследования и инструментального изучения было уже значительно меньше, благодаря наличию необходимых приборов и обученных кадров. В настоящее время цифровая регистрация и обработка данных о землетрясениях стали повседневной нормой, но двадцать лет назад эти работы только начинались на Сахалине, и Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. придало мощный импульс их скорейшему разрыванию.

Нефтегорское землетрясение 1995 г. привлекает к себе внимание и сегодня, и не только своими трагическими последствиями, но и широким спектром проявленных воздействий на здания, сооружения, трубопроводы, транспортные сооружения, грунты оснований, а также их реакцией на эти воздействия. Вторичные проявления этого землетрясения многообразны и еще не до конца изучены. Среди них выделяются трещины и вторичные разрывы поверхности грунта, а также массовые явления разжижения и просадки песчаных грунтов, которые проявились на большой территории, в том числе и за пределами эпицентральной зоны [6]. Макросейсмические проявления Нефтегорского землетрясения 1995 г. и инженерный анализ его последствий составляют отдельные и весьма обширные области исследований этого катастрофического природного явления, которые здесь не затрагиваются. Что же касается сейсмологических и геологических аспектов его изучения, то на эти темы было опубликовано несколько десятков статей, издан красочный фотоальбом с комментариями [5], регулярно проводятся научно-технические совещания и конференции, посвященные памятным датам, связанным с Нефтегорским землетрясением 1995 г.

В заключение, автор хотел бы выразить глубокую признательность и благодарность всем тем, кто принимал активное участие в обследовании и последующем изучении Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г., и особенно вспомнить тех, кто принимал самое непосредственное участие в этих работах, но не дожил до наших дней: В.Н. Страхов и С.С. Арефьев (ИФЗ РАН), М.И. Стрельцов, Л.С. Оскорбин, Л.Н. Поплавская и А.А. Поплавский (ИМГиГ ДВО РАН), Сен Рак Се (Сахалинский филиал ГС РАН).

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., Кожурин А.И., Бесстрашнов В.М., Стром А.Л., Сузуки Я., Цуцуми Х., Ватанабе М., Уеки Т., Шимамото Т., Окумура К., Гото Х., Кария Я. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66-86.
2. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. / отв. за вып. В.Н. Страхов. ФССН: Информ.-аналит. бюл. Спец. выпуск. М.: МЧС России, РАН, 1995. 236 с.
3. Память и уроки Нефтегорского землетрясения: сб. докл. науч.-технич. семинара-совещания 24-25 мая 2000 г., Южно-Сахалинск / отв. ред. Г.Л. Кофф. М.: ПОЛТЕКС, 2000. 208 с.
4. СНиП II-7-81*: Строительство в сейсмических районах. М.: ФГУП ЦПП, 2004. 44 с.
5. Стрельцов М.И. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 года на Сахалине / под ред. А.И. Иващенко, А.И. Кожурина, Б.В. Левина. М.: Янус-К, 2005. 180 с.
6. Ivashchenko A.I., Kim Ch.U., Oscorbin L.S., Poplavskaya L.N., Poplavsky A.A., Burymskaya R.N., Mikhailova T.G., Vasilenko N.F., and M.I. Streltsov. The Neftegorsk, Sakhalin Island, Earthquake of 27 May 1995 // The Island Arc. 1997. Vol. 6, No 3. P. 288-302.

УДК 699.841:624.131.4

ИНЖЕНЕРНЫЙ АНАЛИЗ ПОСЛЕДСТВИЙ И УРОКИ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1995 Г.

М.А. Клячко

Научно-технический центр по сейсмостойкому строительству и инженерной защите от стихийных бедствий, г. Санкт-Петербург, Россия
office@cendr.org

ВВЕДЕНИЕ

Мы не можем предотвратить землетрясения, но предотвратить большую беду, уменьшив последствия ожидаемого землетрясения, мы обязаны. Эти слова, фактически перефразирующие известную поговорку «подстели солому там, где можешь упасть», общепонятны и общепризнаны почти как аксиома.

Как же учитываются эти, казалось бы, простые истины в реальности? Каковы главные уроки Нефтегорска и насколько эффективна на Сахалине и на других территориях ДФО подготовка к следующему разрушительному землетрясению? Изучен ли сейсмический риск в этой островной области, осознан ли он ответственными и принимающими решения людьми, разработан ли план приоритетных мер для уменьшения риска и, главное, как он реализуется и насколько эффективна эта реализация по критериям роста безопасности?

Который раз подчёркиваем, что в связке «опасность – уязвимость», которая определяет сейсмический риск, только через уязвимость можно управлять риском. Вновь поговорим об уязвимости застройки и населения – конструктивной и планировочной, правовой и экономической.

Конечно, Нефтегорское землетрясение несравнимо по своим последствиям с землетрясениями «Большой Ханши» (Кобе) или Спитакском. Несмотря на то, что оно было 2-м по величине бедствием 1995 г. в мире (после землетрясения в Кобе), землетрясение в Нефтегорске, слава богу, не попадает в длинный список «бедственных событий», т.е. тех, которые убили свыше 5000 человек. Но для России это землетрясение самое бедственное на её территории, в её истории. По шкале бедствий DIMAK [5] это событие оценивается как «значительное бедствие национального масштаба». Общациональным масштаб последствий Нефтегорского землетрясения получился потому, что Сахалинская область с её дотационной экономикой, не смогла справиться с последствиями землетрясения собственными силами. На рисунке 1 изображен сравнительный график магнитуд (M_d) и индексов относительной социальной уязвимости (p) различных сейсмических бедствий конца XX века. Социальная уязвимость при Нефтегорском землетрясении недопустимо высока, что свойственно обычно слаборазвитым странам.

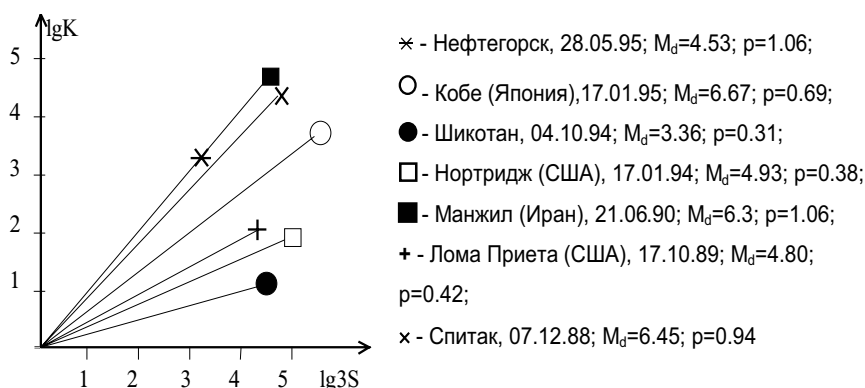


Рис. 1. Оценки сейсмических бедствий по шкале DIMAK.

О КОНСТРУКТИВНОЙ УЯЗВИМОСТИ ЗДАНИЙ И ТИПИЧНЫХ ОШИБКАХ

Инженерный анализ Нефтегорского землетрясения в целом и видение различными специалистами причин полного обрушения всех 17-ти пятиэтажных домов серии 447 излагался неоднократно в отчётах [1, 2, 8]. Однако многое в этих отчётах осталось за рамками рассмотрения, и в том числе причины коллапса, представляющиеся коренными [6, 7]. Поэтому, говоря об **уязвимости конструктивной**, надо упомянуть лишь некоторые типичные ошибки. При этом отметим, что, как правило, недочёты проекта, а также (и это особенно часто и плохо!) замены проектных решений в процессе строительства оказывают более негативное влияние на общую надёжность работы конструкций в экстремальных запроектных условиях, чем качество материалов, изделий и производства работ. Особо значим этот момент на границе «неучёта» сейсмичности (6 – 7 баллов), так как здания, имеющие даже минимальное сейсмической «вооружение» уровня С7, чаще всего выдерживают запроектные землетрясения 8 баллов, а иногда даже 9 баллов без полного обрушения [3]. Нефтегорский опыт сейчас особо важен для анализа конструктивной уязвимости и сейсмического риска не только на Сахалине, но и на других ранее асейсмичных территориях.

Проиллюстрируем сказанное на типичном примере спортзала школы пос. Нефтегорска. Девятиметровый пролет зала был перекрыт железобетонными балками, опирающимися на каменные стены с покрытием из железобетонных плит длиной 6 м. При этом:

- балка из каталога железобетонных конструкций для производственных зданий имела по верху закладные через каждые 1.5 м для крепления плит ПКЖ шириной 1.5 м из того же производственного каталога. Однако покрытие было выполнено из многоступенчатых плит ПТК шириной 0.8, 1.0, 1.2 м из каталога для гражданского строительства. Эти плиты не имеют закладных деталей для их приварки в 3-х узлах к опоре. Кроме того плиты ПТК (в отличие от плит ПКЖ) требуют опирания не менее 25 см, что не могло быть обеспечено на узкой верхней полке балки.
- плиты покрытия зала в крайних пролетах опирались одной стороной на балку, а другой на торцевую стену; такое решение позволяло сэкономить две балки. Здесь надо заметить, что типичными ошибками в «фахверковом» решении торцевых стен являются отсутствие фахверковой колонны, стоек и неверная связь покрытия с торцевой стеной.
- при обеспечении качественного крепления на сварке опорной закладкой балки к бетонной опорной подушке, последняя не имела никакой связи с кладкой несущей стены.

Именно эти ошибки, простительные для асейсмичного района, стали причиной обрушение балок и плит спортзала школы. Мы особо обращаем внимание на эти ошибки, поскольку они типичны и массовы на всей территории бывшего СССР.

Далее мы рассмотрим отдельно ущербобразующие факторы, связанные с подвальными помещениями и фундаментными конструкциями, ставшие особо вредоносными для 17-ти рухнувших домов серии 447.

Из 2000 погибших 80% были убиты при обрушении всех 17-ти однотипных 5-этажных крупноблочных домов серии 447. Полный коллапс всех домов этого конструктивного типа и смерть их обитателей – вопиющий факт в истории современного строительства. Несмотря на то, что при проектировании этих зданий не предусматривалось их строительство в сейсмических регионах, такое массовое обрушение статистически необъяснимо. Поиск удовлетворительного объяснения поможет предотвратить повторение аналогичных сейсмических трагедий и выбрать правильный подход к эксплуатации крупноблочной застройки. Одинаковое обрушение всех домов серии 447 может быть объяснено лишь выявлением некоторого общего (присущего только этим постройкам) причинного фактора (или группы факторов). Попытка большинства исследователей [1, 2, 8] назвать таким фактором некачественность и изношенность строительных материалов (керамзитобетонных блоков несущих стен) мало обоснованы и неубедительны.

Наиболее низкое значение прочности керамзитобетона (26 кгс/см² вместо проектной М75), обнаруженное только в одном перемышечном блоке, неправомерно распространять на другие стеновые блоки и железобетонные изделия всех домов именно серии 447. Более того, легкие по-

вреждения других жилых домов, построенных без антисейсмических мероприятий, зданий поликлиники и детского сада, возведённых также из крупных керамзитобетонных блоков, косвенно подтверждают неудовлетворительность «конструктивной версии» как главной виновницы Нефтегорской трагедии (табл. 1).

Таблица 1. Сводка конструктивных последствий землетрясения в Нефтегорске

Показатель	Здания				
	серии 447 (поликлиника)	др. крупно- блочные	с ж.б. каркасом	из кирпича	деревянные
Класс конструкции	Б1	Б1	Г	АО, А1	Д
Класс уязвимости по EMS	В	С	С	В-С	С-Д
Степень повреждения (d):					
5	17	-	1+1	3	-
4	-	-	-	1	-
3	(1)	-	2	-	-
2	-	4+1	1	4	-
1	-	2	-	3	15
0	-	-	-	-	65

Примечание. Классификация зданий по конструкциям принята в соответствии с [4, 7], а по уязвимости – на основе [5].

Всесторонний анализ повреждений зданий различного класса уязвимости, приведённых в таблице, не позволяет утверждать, что интенсивность сотрясений при Нефтегорском событии следует считать равной 9-ти баллам. По совокупности данных мы склонны оценивать эту интенсивность как 8-балльную. Следует отметить, что отсутствие инструментальных записей землетрясения в Нефтегорске не позволяет детально проанализировать динамическое взаимодействие в данной системе «сооружение – грунт». Обратим только внимание на то, что рухнувшие дома серии 447 имели периоды собственных колебаний около $T = 0.43$ с, что намного выше значений этого параметра у других более жёстких построек Нефтегорска.

О ГРУНТОВОЙ ВЕРСИИ

Некоторые японские исследователи считают, что локальные грунтовые условия не оказали существенного влияния на интенсивность сейсмических колебаний и, следовательно, на повреждение зданий [4]. Не отбрасывая напрочь конструктивные причины обрушения, рассмотрим иную версию – грунтовую. Грунтовые основания фундаментов зданий и сооружений Нефтегорска – в целом пески с включением гравелистого материала (10 – 20 %). В верхней толще (до 5 – 7 м) песок пылеватый (реже мелкозернистый), влажный (реже водонасыщенный); ниже – пески преимущественно мелкозернистые, водонасыщенные. Уровень грунтовых вод (УГВ) существенно колеблется (в зависимости от времени года и места) от 1.5 до 6 м от дневной поверхности. Лабораторные испытания грунтов при изысканиях не проводились, и в качестве расчётных характеристик грунта были приняты табличные значения (по приложению 2 к СНиП Б. 2-62), достаточно надёжно описывающие статические характеристики песчаных грунтов в основании фундаментов зданий, а именно:

- плотность (при естественной влажности $W = 0.18\%$) $\rho = 1.85$ г/см³;
- плотность в сухом состоянии $\rho_d = 1.63$ г/см³;
- коэффициент пористости $e = 0.64$;
- угол внутреннего трения $\rho = 30\text{—}37^\circ$;
- сцепление $c = 4.2$ кПа;
- модуль деформации $f = 18.5$ МПа

На момент проектирования зданий и в основной период строительства (до 1971 г.) нормативные антисейсмические требования отсутствовали, ибо район строительства считался

малосейсмоактивным. Конструктивные решения рухнувших домов серии 447 описаны детально в [2, 8], их главная особенность – наличие трех продольных несущих стен, опирающихся на ленточные фундаменты, большинство домов не имели подвалов.

Более интересным является анализ не самого типового проекта, а проектного решения при привязке этого типового проекта, в процессе которой объёмно-планировочные и основные конструктивные решения не должны были меняться. По готовым нагрузкам на уровне верхнего обреза фундаментов проектировщики давали решения по устройству оснований и фундаментов зданий.

Поскольку первоначально проектом предусматривались подвалы, а инженерные изыскания показали, что УГВ находится ниже 5 – 6 м, была выбрана традиционная конструкция (ленточный фундамент из сборных железобетонных элементов), устраиваемая подрядными строительными организациями, нацеленные на полную индустриализацию. Вариант свайных фундаментов, требующий сваебойного оборудования и главное – монолитного ростверка, был отклонен.

Первые дома были построены в 1964 – 1965 гг. строго по проекту с подвалами, но при этом оказалось, что в сезон максимального УГВ фундаментные траншеи (котлован) затапливаются водой, и это мешало производству работ. Нельзя не учитывать также существовавшее тогда при проектировании и строительстве требование – получить как можно более экономное по расходу основных строительных материалов решение. Устройство подвальных этажей в жилых зданиях посёлков городского типа в то время нормами запрещалось, и проектировщики были поставлены перед дилеммой: изымать подвалы или вести застройку Нефтегорска как сельского посёлка, но в этом случае не имела бы права существовать 5-этажная застройка, и потребовалось бы уменьшение этажности домов. Таким образом, налицо были все объективные причины одобрить предложение: убрать подвалы и повысить отметку низа фундаментов, «вытащив» их из воды с учётом промерзания грунтов под подошвой ленточных фундаментов. Оценивая это решение, принятое при проектировании оснований и фундаментов, можно уверенно подтвердить его надёжность под действием нагрузок основного сочетания в условиях нормальной эксплуатации. В рассматриваемом случае желание удешевить 1 м² жилой площади в домах серии 447, убрав подвалы, оказалось в итоге вредоносным при особых расчетных ситуациях.

Таков неучтенный проектировщиками *фактор А* – результат игнорирования сезонного и техногенного повышения УГВ в мелких и особенно в пылеватых песках. В условиях нагрузок основного сочетания предельное равновесие в консолидированных песках позволяло обеспечить безопасную эксплуатацию зданий, а при нагрузках особого (сейсмического) сочетания ситуация коренным образом менялась.

Неучтенным *фактором В* явилось динамическое (резкое) увеличение давления на пески под подошвой фундамента, превышающее расчётное почти в 2 раза, поскольку пиковое значение вертикальной компоненты ускорения запроектного землетрясения было оценено величиной до 0.8 g.

Совместное ущербообразующее влияние двух важнейших факторов *А* и *В* проявилось в виде виброосадки в самом напряженном месте – под подошвой фундамента средней несущей стены, глубина заложения которого в грунт была уменьшена до 0.5 м. Именно сочетание факторов *А* и *В*, свойственное только домам серии 447, и является главной причиной Нефтегорское трагедии.

«Грунтовая версия», объясняющая причины и механизм обрушения 5-этажных домов серии 447 в Нефтегорске, подтверждается следующими фактами:

- полностью и одинаково обрушились только 5-этажные дома; здания меньшей этажности с небольшими значениями давления на грунт под подошвой фундаментов не были разрушены;
- обрушение всех 17 домов серии 447 произошло совершенно одинаково – вовнутрь, что является следствием виброосадки фундамента средней стены; на основании опроса жителей сейсмическое воздействие представляло собой 2 последовательных коротких мощных толчка, вверх и вбок;
- в бесподвальных домах автор обнаружил выполненные «по грунту» полы первого этажа взорванными вверх;

- около посёлка наблюдались физические подтверждения разжижения грунтов, объясняющие повреждения железнодорожного полотна и мостовых опор;
- песчаные грунты в «пльвунном» состоянии обнаружены после землетрясения в контрольной буровой скважине близ разрушенного здания клуба.

УЯЗВИМОСТЬ ПЛАНИРОВОЧНАЯ

Уязвимость планировочная проявилась при осуществлении аварийно-спасательных работ. Планировка группы 17-ти пятиэтажных домов была такова, что при их обрушении образовалось сплошное поле единого завала, который можно было «обрабатывать» только от края к центру. Вот почему, несмотря на поистине героические усилия спасателей и неплохое техническое обеспечение, максимальное количество жертв было извлечено из-под завала лишь на 10-й день (рис. 2). Все они были уже, конечно, мертвы. Так планировочная уязвимость превратила потери санитарные в безвозвратные.



Рис. 2. График аварийно-спасательных работ.

НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ВЫВОДЫ И СООБРАЖЕНИЯ

Сразу после Нефтегорской трагедии внимание руководства Сахалинской области и проектировщиков было обращено на недопустимость продолжения строительства и ввода в эксплуатацию зданий после объявления зоны строительства сейсмоопасной, без соответствующего пересмотра и доработки проекта, а также на срочную необходимость анализа и понимания сейсмического риска, как основы дальнейших мер по его уменьшению в процессе градостроительной и строительной деятельности.

Несмотря на неоднократные начинания, в Сахалинской области так и не произведена паспортизация застройки, нет каталога уязвимости гражданских зданий, соответственно, нет анализа и карт сейсмического риска, сценариев вероятных бедствий для разных городов, и поэтому отсутствует возможность реализовывать продуманную и обоснованную градостроительную политику, обеспечивающую безопасность населения в одном из самых сейсмоопасных районов страны.

Все знают, что «не землетрясения, а здания убивают людей», все понимают, что один из ключевых вопросов сейсмобезопасности – наблюдение и оценка сейсмической реакции зданий-представителей в режиме мониторинга. По заданию Госстроя России в 1996 г. НТИСС разработал проект создания инженерно-сейсмометрической службы в Сахалинской области, но и этот проект тоже остался не реализованным.

И, наконец, следует отметить, что мы толком вообще не исследовали собственную беду. Закопав, «похоронив» Нефтегорск, мы лишили себя возможности детально изучить причины бедствия и извлечь полномасштабные уроки из происшедшей трагедии. Как важно изучить собственные ошибки, дабы не повторить их вновь и предупредить такие бедствия в будущем!

Выводы и рекомендации, сделанные ещё в 1995 году, большей части до сих пор не реализованы; в перечне выполненных и выполняемых работ не соблюдены приоритеты с позиций максимальной эффективности мер, предпринимаемых в целях роста сейсмобезопасности. Новые подходы, методы и прогрессивные технологии слабо и с запозданием внедряются в практику сейсмостойкого строительства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенберг Я., Мелентьев А., Минаков С., Кириков В., Клячко М. Инженерный анализ последствий Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. // Бюл. МЧС «Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений».
2. Воробьев Ю. Основной доклад // Уроки и выводы Сахалинского землетрясения: сб. мат-лов науч.-практ. конф. М.: МЧС РФ, 1996.
3. Европейская макросейсмическая шкала 1992 (уточненный вариант) (англ. изд.) / ред. G. Gruntal. Luxemburg, 1993; (русс. изд.) / ред. М.А. Клячко. СПб, 1996.
4. Кагами Х., Ишияма Ю., Минами Т. Полевые исследования последствий землетрясения на Северном Сахалине 28 мая 1995 г.
5. Клячко М.А. Шкала измерения бедствий // Гражданская защита. 1993. №2.
6. Клячко М.А. Кобе и Нефтегорск: Общие особенности и уроки землетрясений // Проект. 1995. №5-6. С. 2-5.
7. Клячко М.А. Влияние грунтовых условий на последствия Нефтегорского землетрясения // Промышленное и гражданское строительство. 1999. № 2. С. 38-39.
8. Кофф Г. Л., Котлов В.Ф., Айзенберг Я. М., Мелентьев А.М., Тен Су Мин, Ладонцев Е.А. Результаты обследования зданий и сооружений в зоне Нефтегорского землетрясения 28.05.95 г. // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг: сб. тр. М., 1995.

УДК 551.248.2 (571.64)

НЕФТЕГОРСКИЙ СЕЙСМОРАЗРЫВ И СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА САХАЛИНА*А.И. Кожурин*

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
anivko@yandex.ru

Нефтегорский сейсморазрыв 1995 г. – результат подвижки по Верхне-Пильтунскому разлому – наиболее детально изученный среди сейсморазрывов, появившихся на территории России и бывшего СССР в последние десятилетия (начиная со Спитакского 1988 г.). Благодаря большому количеству природных и искусственных реперов, обеспечивших порядка 50 замеров смещений, удалось уверенно обосновать его правосдвиговую кинематику, установить величины максимальной (8.1 м) и средней (3.8 м) подвижек [3, 5, 19, 17, 18], примерно определить возраст предшествующих подвижек [5]. Параметры сейсморазрыва явились основой для установления региональных зависимостей между величинами отдельных подвижек, протяженностью разрывов и магнитудами землетрясений. Они также имеют важное значение для понимания закономерностей активной тектоники всего о-ва Сахалин.

Активные разломы острова образуют две зоны меридионального простираения (рис. 1). Первая (I на рис. 1) протягивается в южной и центральной частях острова, смещена относительно его оси к западу и отделяет поднятие Западно-Сахалинских гор от расположенных восточнее него Сусунайской и Тымь-Поронайской позднекайнозойских депрессий. Зона известна как Центрально-Сахалинская, Тымь-Поронайская [8, 9] и Ключевская [4]. Кинематика активных перемещений по разломам зоны – взбросовая [1, 4, 20], выявленные периоды (интервалы повторяемости) подвижек по составляющим ее отдельным разломам достигают первых (3 - 5) тысяч лет, а выявленные величины разовой общей подвижки – до 4.6 м [11, 20]. Разломы второй, Северо-Сахалинской зоны (название по [9]) включают с юга на север Горомайский, Пильтунский, Лонгрийский и Хейтонский разломы. Предполагается, что вдоль зоны в допозднеплиоценовое время происходили правосторонние горизонтальные перемещения, которые позднее сменились взбросовыми [2, 8, 12], а по отдельным разломам (Пильтунскому) горизонтальные движения продолжаются и в настоящее время [1]. Выделяется также третья зона, Западно-Сахалинская, протягивающаяся в основании западного континентального склона острова (III на рис. 1). Зона известна последовательностью сильных землетрясений прошлого и нынешнего столетий. Короткими участками сама зона или ее частные ответвления выходят на сушу [13]. Разделяя поднятие острова и прогиб Татарского пролива эта зона, несомненно, основная, в то время как две другие зоны являются элементами внутренней деформации поднятия острова.

В схеме разломов острова Нефтегорский сейсморазрыв (7 на рис. 1) следует отнести к Северо-Сахалинской зоне разломов. Однако правосдвиговые движения по сейсморазрыву не означают, что подобной кинематикой обладает вся Северо-Сахалинская зона. Например, правые движения по сейсморазрыву можно представить как результат вращения разделяемых им блоков против часовой стрелки при субширотном сжатии острова или при левосдвиговом движении по Пильтунскому и Гыргылань-Дагинскому разломам [1], ограничивающим сейсморазрыв с востока и запада. В связи с этим важное значение приобретают данные выполненного в последнее время изучения активных движений по разрывам зоны.

Из четырех разломов, выделенных В.С. Рождественским на п-ове Шмидта [7, 10], несомненными признаками активных движений обладают Хейтонский и Лонгрийский. Дешифрированием аэрофотоснимков и полевыми наблюдениями вдоль Хейтонского разлома выявлены смещения элементов рельефа от 12 - 15 до 120 - 140 м. Возраст смещенных форм, определенный радиоуглеродным датированием и сопоставлением с имеющимися геологическими данными, показывает, что средняя скорость горизонтальных движений в позднеплейстоцен-голоцено-

вое время не превышала 0.5 - 1.0 мм/год. Анализ аэрофотоснимков по Лонгрийскому разлому выявил лишь относительное воздымание его восточного крыла при отсутствии сдвиговой компоненты. Можно утверждать, что последняя, если и есть, то не столь значительна, как та, что была обнаружена в Хейтонском разломе, и уступает по величине вертикальной. Плоскость разлома, судя по плановой геометрии его линии, круто падает на восток, что позволяет отнести разлом к взбросам.

Высказанное ранее предположение о преимущественно правосдвиговой кинематике активного Пильтунского разлома (4 на рис. 1) следовало из интерпретации разрозненных и разобщенных в пространстве наблюдений предполагаемых кумулятивных смещений и немногочисленных радиоуглеродных датировок [1], то есть не было обосновано в нужной степени. Таким обоснованием теперь явились данные тренчинга его западной ветви, полученные позднее: характер деформации молодых отложений по разлому и строение самой его зоны определенно свидетельствуют о преимущественно сдвиговых движениях по нему, знак которых, очевидно, должен быть правым, соответствующим знаку горизонтальных движений по Хейтонскому разлому на п-ове Шмидта.

Имеющиеся в настоящее время данные в целом позволяют утверждать, что и в четвертичное время Северо-Сахалинская зона разломов оставалась правосдвиговой и как правосдвиговая продолжает развиваться и в настоящее время. Вертикальная компонента в движениях по зоне практически отсутствует. Неопределенность в это заключение следует из данных по Горомайскому разлому. Он имеет то же, что и Пильтунский разлом, простирание, как будто составляет с ним одну систему и, казалось бы, также должен быть правосдвиговым. Однако изучение разлома даже в тех местах, где есть необходимые геоморфологические реперы, не выявило признаков горизонтальной компоненты движений, по крайней мере, той величины, которая может быть полевыми методами обнаружена. Из этого следует, что Пильтунский и Горомайский разломы, по крайней мере в позднечетвертичное время, развивались по-разному – в сдвиговом режиме первый, во взбросовом – второй. Косвенным подтверждением этому является различный стиль деформаций молодых отложений, вскрытых канавами: разрывные деформации по Пильтунскому разлому и флексурные по Горомайскому.

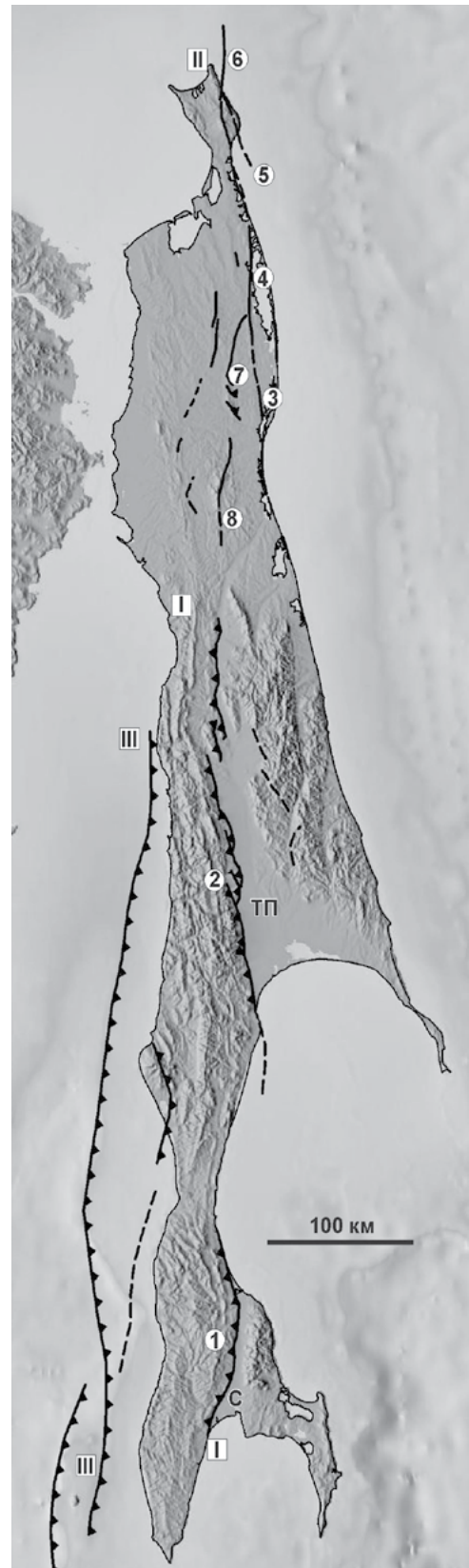


Рис. 1. Основные активные разломные зоны и отдельные разломы Сахалина. Разломные зоны: I - Центрально-Сахалинская (Тымь-Поронайская), II - Северо-Сахалинская, III - Западно-Сахалинская. Разломы: 1 - Апрельковский, 2 - Ключевской, 3 - Горомайский, 4 - Пильтунский, 5 - Лонгрийский, 6 - Хейтонский, 7 - Нефтегорский (Верхне-Пильтунский), 8 - Дагинский. С и ТП - Сусунайская и Тымь-Поронайская депрессии.

Если это действительно так, то южнее Пильгунского разлома правосторонние горизонтальные движения должны реализоваться в других структурах. Проще всего предположить, что они продолжаются в движениях по системе Нефтегорского (Верхне-Пильгунского) и, возможно, Дагинского (8 на рис. 1) разломов. Юго-западнее Нефтегорского разлома на его видимом продолжении дешифрированием были выявлены разломы в бассейне верхнего течения р. Вал, которые могут быть звеном, соединяющим Северо- и Центрально-Сахалинскую зоны.

Вопрос наличия или отсутствия правосдвиговой компоненты в движениях по Центрально-Сахалинской зоне однозначно не решается. Следует отметить, что ни по одному из отдельных разломов зоны сдвиговых смещений молодых форм рельефа не обнаружено. Оба сочетания зон (сдвиговая + взбросовая, сдвиговая + взбросо-сдвиговая) поддаются описанию плейтектоническими моделями, в которых они представляют западную границу Охотской плиты [15, 16]. Модели различаются тем, насколько далеко от Сахалина находится полюс относительного вращения плиты. На правосдвиговую компоненту в движениях по Центрально-Сахалинской зоне указывают только косвенные признаки. В.С. Рождественский [6, 9] видел их в чередовании вдоль зоны участков сжатия и растяжения, косоугольного к зоне простирания. К этим признакам можно добавить кулисное расположение ее отдельных, ныне активных сегментов и их плановую форму (однаправленная, всегда к югу, скошенность дугообразных линий взбросовых разрывов). В пользу наличия горизонтальной компоненты в движениях по зоне в целом говорит также устойчивое, примерно северо-западное, простирание осей складок в мезозойских и кайнозойских отложениях в пределах всего острова. Кроме того, чисто взбросовая кинематика зоны в модели Сено и др. [16] несовместима с существованием субмеридиональных активных правых сдвигов севернее Сахалина, на другой стороне Охотского моря. Принимая перечисленные признаки как существенные, в целом активную разломную тектонику Сахалина можно представить как правосдвиговую и объединить две разломные зоны острова в единую протяженную Сахалинскую.

Движения вдоль Сахалинской правосдвиговой зоны соответствует модели выжимания к югу Охотской плиты за счет сближения больших по размеру Северо-Американской и Евразийской плит [15]. Альтернативная интерпретация зоны состоит в отнесении ее к системе правосдвиговых разломов периферии Тихого океана при отсутствии Охотской плиты как таковой [9, 14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66-86.
2. Голубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаюк А.Е. Деформации позднемиоценовых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2012. № 5. С. 22-43.
3. Кожурин А.И., Стрельцов М.И. Сейсмотектонические проявления землетрясения 27 (28) мая на севере Сахалина // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / гл. ред. Н.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. С. 95-100.
4. Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 50-57.
5. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45-53.
6. Рождественский В.С. Активный рифтинг в Японском и Охотском морях и тектоническая эволюция Центрально-Сахалинского разлома в кайнозой // Тихоокеанская геология. 2008. № 1. С. 17-28.
7. Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта // Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 62-71.

8. Рождественский В.С. О влиянии сдвигов на формирование структуры острова Сахалина // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1984. № 9. С. 16-22.
9. Рождественский В.С. Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99-111.
10. Рождественский В.С. Сдвиги северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 1975. № 2. С. 85-97.
11. Стрельцов М.И., Кожурин А.И. Активные разломы и катастрофические землетрясения Сахалина (Апреловский активный разлом, результаты тренчинга). Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. 7 с.
12. Fournier M., Jolivet L., Huchon Ph., Sergeyev K.F., Ostorbin L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, B2. P. 2701-2725.
13. Ivashchenko A.I., Kim Choon Oun, Streltsov M.I. et al. Surface Faulting And Aftershocks Associated With The Mw6.8 Uglegorsk Earthquake Of August 4, 2000 In The Central Sakhalin Island, Russia // IUGG. Abstracts. Sapporo, Japan. 2003.
14. Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 273-285.
15. Riegel, S. A., Fujita, K., Koz'min B. M. et al. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, Northeast Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20, No 7. P. 607-610.
16. Seno T., Sakurai T., Stein S. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, B5. P. 11305-11315.
17. Shimamoto T., Watanabe M., Suzuki Ya. et al. Surface faults and damage associated with the 1995 Neftegorsk earthquake // J. Geol. Soc. Japan. 1996. Vol. 102, No 10. P. 894-907.
18. Suzuki Y., Tsutsumi H., Watanabe V. et al. Preliminary Report on Active Faults in Sakhalin, Russia // J. Geogr. 2000. Vol.109. No 2.
19. Tsutsumi H., Kozhurin A.I., Strel'tsov M.I. et al. Active faults and paleoseismology in northeastern Sakhalin // J. Geogr. 2000. Vol. 109, No 2. P. 294-301.
20. Tsutsumi H., Suzuki Y., Kozhurin A.I. et al. Late Quaternary faulting along the western margin of the Poronaysk Lowland in Central Sakhalin, Russia // Tectonophysics. 2005. Vol. 407. P. 257-268.

УДК 550.34 (571.64)

ОПЕРАТИВНЫЙ ПРОГНОЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ТЕРРИТОРИИ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.В. Коновалов, А.А. Степнов, В.А. Клачков, К.А. Манайчев, М.А. Сабуров,
А.Г. Вторушин, А.В. Гаврилов, Д.Е. Томилев

ООО «ГЕОФИЗТЕХ», г. Южно-Сахалинск, Россия
office@geophysstech.ru

В сейсмоактивных районах Сахалинской области расположены населенные пункты, ведется промышленная разработка месторождений полезных ископаемых, сосредоточены энергетические, нефте- и газотранспортные сооружения, на которые приходится значительная доля капиталовложений. Развитие производительных сил, необходимость совершенствования технологий безопасного индустриального и городского строительства в условиях повышенной сейсмической опасности определяют потребность совершенствования методов оперативного прогноза сейсмических воздействий.

Цель настоящей работы – совершенствование технологии мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций (ЧС), обусловленных сейсмическими воздействиями, а также повышение готовности руководителей всех уровней к действиям при возникновении ЧС.

Для этого, в первую очередь, обосновывается переход к инструментально измеренным параметрам сейсмических воздействий – пиковым и спектральным ускорениям, скоростям и смещениям, отражающим наиболее реальную картину сотрясений, которые в свою очередь определяют медико-санитарные и экономические последствия ЧС.

Изменения интенсивности проявления землетрясений в зависимости от особенностей местных условий и поиск соответствующих закономерностей составляют предмет настоящих исследований. Для этого решаются следующие задачи:

1. Сбор, анализ и систематизация имеющихся данных о сейсмогеологических свойствах верхней толщии грунтов (основной параметр V_{s30} – средняя скорость верхней 30-метровой толщии грунтов) по Сахалинской области.
2. Классификация грунтов по сейсмическим свойствам согласно государственным строительным нормам в привязке к сейсмическим кодам наиболее сейсмоактивных стран мира.
3. Создание геоинформационной базы данных, включающей в себя жилые здания, сооружения, магистральные объекты и характеристики грунтовых оснований.
4. Развитие телеметрической сети инженерно-сейсмологических пунктов наблюдений.
5. Создание и пополнение банка цифровых данных сильных движений грунта. Обмен информацией между организациями-партнерами.
6. Выявление закономерностей распространения сейсмических колебаний в сложных инженерно-геологических условиях, в том числе разработка регионального «закона затухания». Поиск и обоснование связи балл-ускорение применительно к сахалинским землетрясениями.
7. Создание информационного сервиса на базе web-технологий.

В настоящем докладе показаны первые результаты реализации проекта «СейсмоИнфо».

Работа выполнена при непосредственном участии ГУ МЧС России по Сахалинской области и финансовой поддержке Правительства Сахалинской области.

УДК 550.343 (571.64)

СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРА САХАЛИНА И СОСТОЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ НАКАНУНЕ И ПОСЛЕ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1995 Г.

Ю.Н. Левин, Е.П. Семёнова, Т.А. Фокина

Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
levin@seismo.sakhalin.ru

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА САХАЛИНЕ ДО 1995 Г.

Начало инструментальных сейсмологических наблюдений на о. Сахалин относится к началу XX в., когда после войны 1904–1905 гг. южная половина острова отошла к Японии. Система наблюдений за землетрясениями насчитывала 5 сейсмических станций Центральной метеорологической обсерватории (Япония) – в Корсакове, Поронайске, Долинске, Углегорске и Южно-Сахалинске. В северной части Сахалина в довоенные годы сейсмических станций не было [2, 3].

Новый этап в развитии системы инструментальных наблюдений начался после возвращения южной части Сахалина и Курильских островов в состав СССР. В 1947 году была открыта сейсмическая станция «Южно-Сахалинск». После катастрофического Камчатского землетрясения 4 (5) ноября 1952 г. на станцию «Южно-Сахалинск» возложена задача несения сейсмической части Службы предупреждения о цунами (СП СПЦ).

В 50–60-х гг. прошлого столетия открыты сейсмические станции на Курильских островах (рис. 1) и на Сахалине («Углегорск» (1950), «Оха» (1958), «Тымовское» (1969)). Наибольшее развитие региональная сеть сейсмологических наблюдений получила в 70–80-х гг. прошлого столетия. Сахалинская Опытно-методическая сейсмологическая партия (СОМСП ИМГиГ ДВО РАН) в 1990 году располагала 24 стационарными сейсмическими станциями, ведущими непрерывный сейсмический мониторинг на Сахалине, в Курило-Охотском регионе, Приморье и Приамурье. На рисунке 1 показаны все сейсмические станции, которые работали с 1947 по 2000 гг.

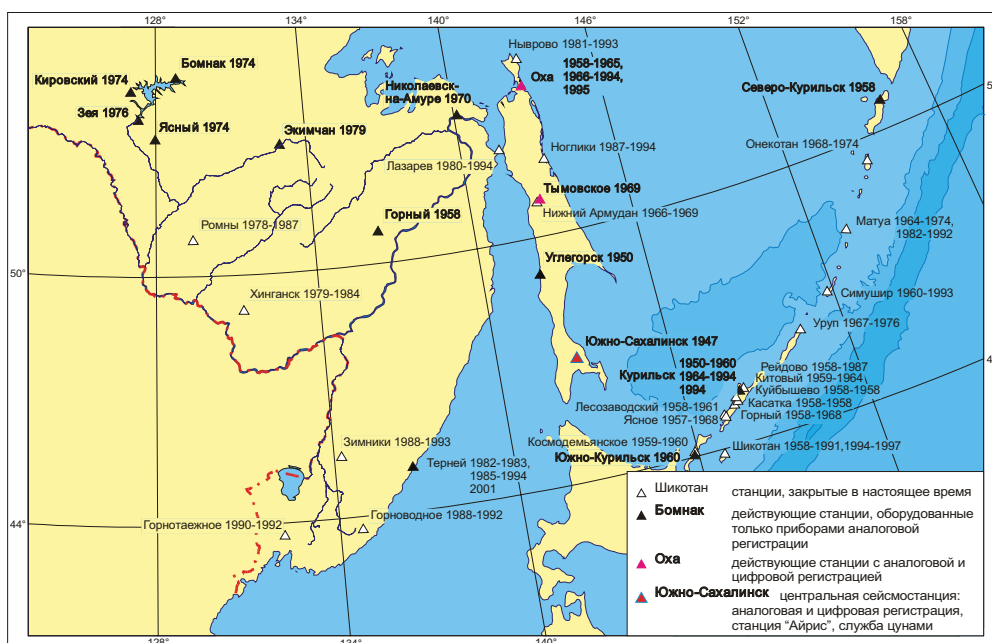


Рис. 1. Сеть стационарных сейсмических станций СОМСП ИМГиГ в XX столетии.

После развала СССР, в связи с тяжелой экономической ситуацией в стране и отсутствием финансирования, началось сокращение сети сейсмологических наблюдений. В 1993–1994 гг. были закрыты сейсмические станции на Южных Курильских островах («Курильск», «Шикотан», «Южно-Курильск»), на Северном Сахалине («Оха», «Ныврово», «Ноглики») и в Приморье («Терней», «Зимники», «Лазарев»). Оборудование станций было законсервировано, а сотрудники уволены по сокращению штатов.

Сильное землетрясение 4(5) октября 1994 года вблизи о. Шикотан показало, что это решение было неверным, что сейсмологические наблюдения в сейсмоактивном Дальневосточном регионе надо не сворачивать, а расширять, подкрепляя их достаточными финансовыми средствами.

Недостаток средств к началу 1995 года привел к критическому состоянию всей службы сейсмологических наблюдений, в том числе на Сахалине.

До 1995 г. сейсмичность острова считалась умеренной. В таблице 1 приведено распределение числа сахалинских землетрясений по магнитудам за период с 1924 по 2010 гг. включительно [1].

Таблица 1. Распределение числа сахалинских землетрясений по магнитудам и годам

Т, годы / М	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5
1924–1950	0	0	0	0	1	2	4	7	0	0	0	0
1951–1960	0	0	0	1	1	2	1	2	0	0	0	0
1961–1970	0	1	0	37	21	4	4	0	1	0	0	0
1971–1980	3	2	0	89	16	7	2	0	0	0	0	0
1981–1990	5	4	2	64	26	3	2	1	0	0	0	0
1991–1995	13	34	26	14	4	2	2	0	0	0	0	1
1996–2000	125	172	62	27	8	6	0	0	1	0	0	0
2001–2005	29	57	45	21	7	2	1	1	0	0	0	0
2006–2010	12	24	21	5	3	4	0	1	0	0	0	0

В соответствии с картой сейсмического районирования СССР (СР-78), действующей на территории России, на Сахалине ожидалось землетрясение с максимальной интенсивностью 6–7 баллов (рис. 2) [1].

Главным недостатком карт СР-78 являлась неполнота и неоднородность используемых сейсмологических данных, обусловленная, в первую очередь, тем, что не проводились детальные сейсмологические наблюдения.

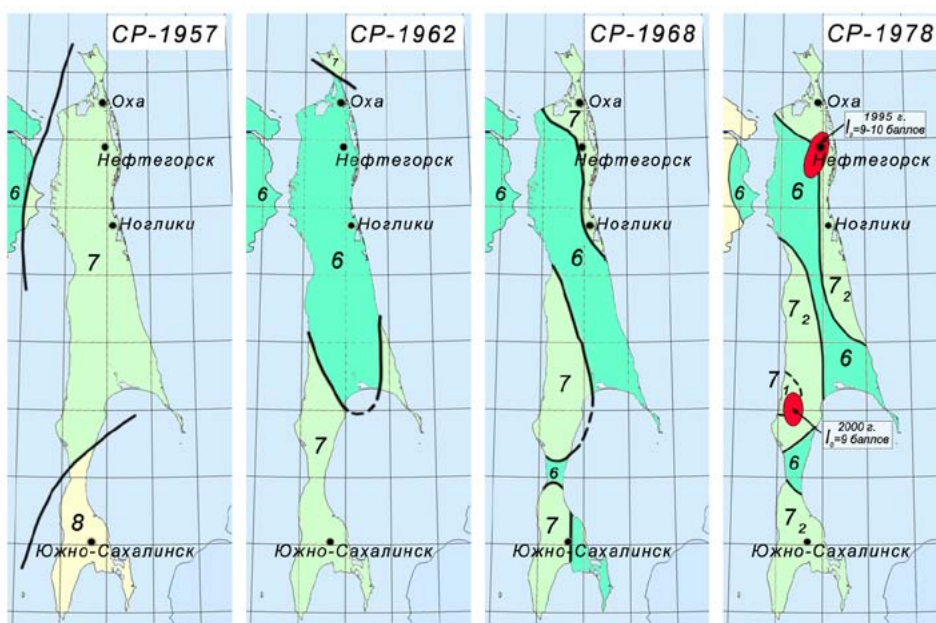


Рис. 2. Карты сейсмического районирования СССР.

На рисунке 3 приведены эпицентры землетрясений севера острова по данным Сахалинского филиала ГС РАН с магнитудой $MLH \geq 3.0$ за 1930 - 2010 гг., включительно. Самые сильные землетрясения за указанный период (с $MLH \geq 5.5$) приведены в таблице 2 и обозначены номерами 1–12 на рисунке 3.

До Нефтегорского землетрясения самым сильным на севере Сахалина было Ногликское землетрясение (9 на рис. 1, в табл. 1), происшедшее 2 октября 1964 г. с магнитудой $M = 5.8$, которое сопровождалось рядом афтершоков. Всего было зарегистрировано 14 толчков с магнитудой от $M = 3.3$ до $M = 5.8$. Первое событие, которое, видимо, являлось форшоком, произошло 27 июня 1964 г., его магнитуда составляла $M = 5.0$. Накануне Нефтегорского землетрясения, в конце 1994 г., сейсмическая активность Северного Сахалина заметно возросла. 13 декабря 1994 г. произошло сильное землетрясение ($MLH = 5.1$) под дном Сахалинского залива, оно ощущалось с интенсивностью до 4 баллов на территории северо-западной части Сахалина и Николаевского района Хабаровского края, и сопровождалось значительной серией афтершоков.

В начале 1995 г. сейсмическая активность на территории Северного Сахалина продолжала оставаться повышенной. 27 января 1995 г. произошло землетрясение юго-восточнее пос. Погиби, а 17 апреля – на п-ове Шмидта ($MLH = 4.6$). Последнее землетрясение ощущалось в пос. Ныврово с интенсивностью в 5–6 баллов, в г. Оха и пос. Колендо – 3–4 балла, в пос. Нефтегорск – 2 балла.

28 мая 1995 г. в 00 ч 04 мин местного времени (27 мая в 13 ч 04 мин Гринвичского времени) произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение $M = 7.5$, которое ощущалось на территории всего Сахалина, а также на востоке Хабаровского края.

Землетрясение сопровождалось полным обрушением большинства зданий и гибелью жителей пос. Нефтегорск, площадь 8-балльных сотрясений составила около 2500 кв. км.

Через несколько дней после главного толчка была организована международная российско-японская эпицентральная экспедиция, в которую вошли ученые ОИФЗ РАН, ИМГиГ ДВО РАН, ОМСП ИМГиГ и Центра по прогнозу землетрясений Университета Хоккайдо. Сотрудники ОМСП с японскими коллегами с помощью шести японских цифровых станций Datamark более месяца проводили работы в эпицентральной зоне по регистрации афтершоковой активности Нефтегорского землетрясения. Афтершоки землетрясения регистрировались до конца года, их макросейсмический эффект не превышал 4 – 6 баллов.

В результате выполненных работ был пересмотрен уровень сейсмичности северной части Сахалина. Согласно картам общего сейсмического районирования (ОСР-97, 1998) эта территория теперь отнесена к зоне 9–10 балльных сотрясений с повторяемостью подобных землетрясений в среднем раз в 500 лет.

Таблица 2. Землетрясения севера о. Сахалин с $MLH \geq 5.5$ за период 1930 - 2010 гг.

№	Дата			t_0			Координаты		H км	MLH
	г	м	д	ч	мин	с	$jN,^\circ$	$E,^\circ$		
1	1932	7	10	0	43	29	53.54	142.44	14	5.5
3	1935	7	13	22	40	50	51	142	17	5.5
4	1935	10	25	17	38	18	53.19	142.75	20	5.6
5	1939	1	22	4	41	4	53.6	143	13	5.5
6	1944	4	29	6	25	28	54	145	20	5.5
7	1956	4	26	14	52	21	51.53	142.82	13	5.5

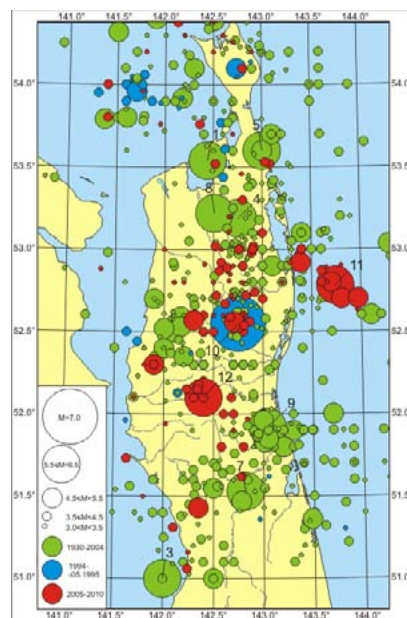


Рис. 3. Эпицентры землетрясений северной части о. Сахалин за 1930-2010 гг.

Продолжение таблицы 2.

№	Дата			t_0			Координаты		Н	MLH
	г	м	д	ч	мин	с	jN,°	IE,°	км	
8	1957	5	12	6	48	29	53.22	142.51	18	5.5
9	1964	10	2	0	58	36	51.92	143.04	13	5.8
	1967	12	24	8	34	11	54.76	143.85	16	5.5
10	1995	5	27	13	3	53.2	52.55	142.75	18	7
	1995	12	18	2	5	52.7	52.55	142.74	10	5.8
	1996	1	8	10	4	48.2	53.17	142.68	12	5.7
11	2005	6	12	4	17	10.3	52.78	143.74	14	5.7
12	2010	3	16	9	44	11	52.19	142.41	10	6.1

После Нефтегорского землетрясения сейсмическая активность на севере Сахалина оставалась повышенной.

С 30 сентября 1995 года была зарегистрирована серия подземных толчков в районе пос. Ноглики. Главный толчок $M = 5.0$, эпицентр которого находился северо-западнее пос. Ноглики, произошел в ночь на 1 октября в 00 ч 57 мин местного времени. Землетрясение ощущалось на всем севере Сахалина, максимальный макросейсмический эффект 6 баллов был отмечен в пос. Ноглики. С целью уточнения очаговой области через двое суток в эпицентральной зоне землетрясения 30 сентября была развернута сеть японских цифровых станций типа Datamark.

8 января 1996 г. на севере Сахалина произошло довольно сильное землетрясение $M = 5.7$ (10 ч 05 мин Гринв. вр.) с эпицентром в 12 – 15 км к западу от пос. Сабо. Землетрясение охватило сотрясениями территорию северного и среднего Сахалина, а также северо-восток Нижнего Приамурья. Максимальный макросейсмический эффект в 6.0 – 7.0 баллов отмечен в пос. Сабо, а расчетная площадь 7-балльных сотрясений составила около 890 кв. км.

30 сентября того же года в 20 ч 44 мин в районе пос. Сабо было зарегистрировано землетрясение с $M = 4.4$.

Спустя месяц, 7 ноября произошло несколько землетрясений с эпицентрами северо-западнее пос. Пильгун. Сила сотрясений от землетрясения в 05 ч 27 мин Гринв. вр. с магнитудой $M = 4.9$ в пос. Пильгун составила 5–6 баллов.

РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ПОСЛЕ 1995 ГОДА

После завершения работы международной российско-японской эпицентральной экспедиции Центр по прогнозу землетрясений Университета Хоккайдо передал ОМСП шесть цифровых станций Datamark для проведения дальнейших наблюдений в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения.

В 1997 году на севере Сахалина была проведена пробная регистрация сейсмических событий принципиально новыми сейсмическими станциями непрерывной регистрации DAT. Использовались эти станции на севере Сахалина до 2003 года. И только с 2006 года детальные наблюдения за сейсмичностью Северного Сахалина были продолжены под патронатом ИМГиГ ДВО РАН в связи с инвестиционными проектами разработки месторождений углеводородов.

В июне 2000 года на юге Сахалина была развернута сеть цифровых сейсмических станций из четырех станций Datamark и шести станций DAT.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СИСТЕМЫ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В настоящее время сейсмический мониторинг на острове и прилегающем шельфе Сахалина осуществляется системой непрерывных наблюдений, которая включает в себя:

- региональную сеть стационарных сейсмических станций Сахалинского филиала (СФ) ГС РАН;
- локальную сеть полевых станций СФ ГС РАН на юге Сахалина.

Контроль на региональном уровне обеспечивается сетью стационарных сейсмических станций СФ ГС РАН (рис. 4), оснащенных сейсмическими станциями известных производителей сейсмометрического оборудования фирм Guralp Systems (Англия), Streckeisen (Швейцария), Geosig Ltd (Швейцария). За время эксплуатации это оборудование зарекомендовало себя как достаточно надежное и эффективное.

Регистрационные возможности сети региональной системы наблюдений позволяют уверенно регистрировать землетрясения с $M \geq 3$.

Сеть стационарных станций дополняет группа из восьми выносных автоматизированных пунктов сильных движений, расположенных на юге Сахалина, оборудованных акселерометрами Guralp CMG-5T(TD) (рис. 5).

Данные регистрации сети стационарных сейсмических станций и выносных пунктов в режиме, близком к реальному времени, передаются по различным каналам связи в региональный информационно-обрабатывающий центр (РИОЦ) «Южно-Сахалинск» для оперативной обработки.

В южной части острова, с целью выявления слабой сейсмичности, непрерывные инструментальные наблюдения проводятся локальной сетью из десяти полевых сейсмических станций типа DAT-4 (рис. 6). Возможности локальной сети полевых станций позволяют регистрировать без пропусков землетрясения с магнитудой $M = 1$. Регулярные наблюдения локальной сетью полевых станций на юге Сахалина ведутся на протяжении более двенадцати лет и дают реальную возможность детального изучения сейсмичности на юге острова.



Рис. 4. Расположение стационарных сейсмических станций.

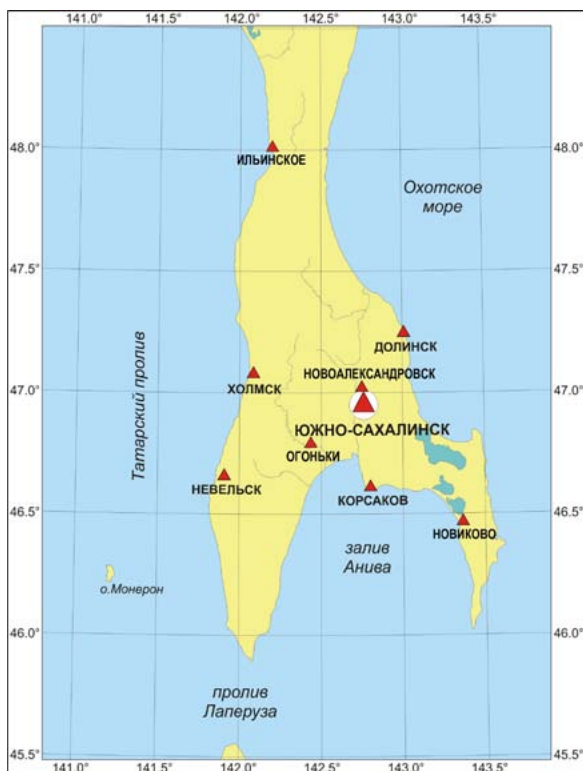


Рис. 5. Сеть пунктов сильных движений.

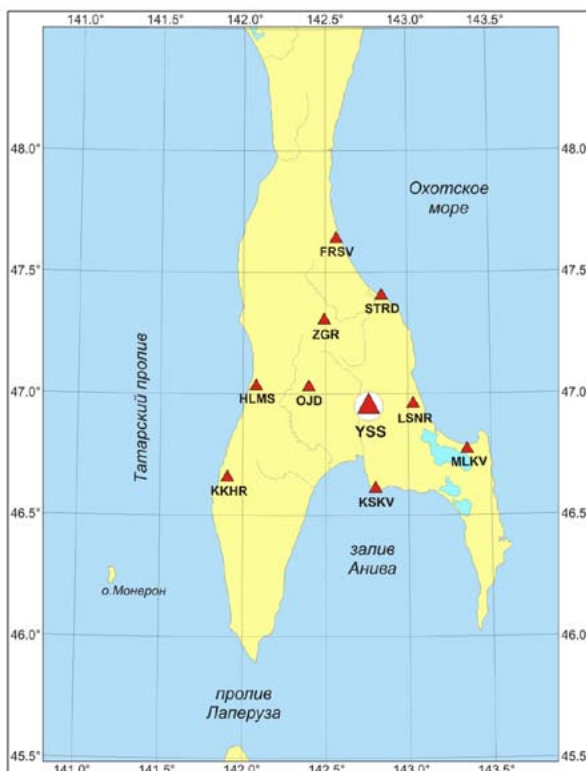


Рис. 6. Локальная сеть полевых станций.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общее количество сейсмических станций с пунктами регистрации сильных движений, которые обеспечивают непрерывный сейсмический мониторинг территории Сахалина в 2015 г., составляет 25.

Регистрационные возможности станций региональной системы сейсмологических наблюдений позволяют регистрировать землетрясения с $M \geq 3.0$. Уверенная регистрация слабых землетрясений с $M \leq 2.0$ полевыми станциями локальных сетей на Северном и Южном Сахалине дополняет региональную сеть сейсмологических наблюдений.

Созданная за последние годы система сейсмологических наблюдений дает возможность решать фундаментальные и прикладные задачи сейсмологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Родина С.Н. Комплексный анализ сейсмологических и сеймотектонических данных для оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва: ИФЗ РАН, 2013. 127 с.
2. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С. Схема сейсмического районирования Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 52-63.
3. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. Землетрясения на Сахалине. М.: Наука, 1967. 180 с.

УДК 550.343 (571.64)

ПРОГНОЗ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ: ИСТОРИЯ, РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

И.Н. Тихонов, Б.В. Левин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
i.tikhonov@imgg.ru

Сахалинская область располагается в пределах северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса и потому является одним из наиболее сейсмоопасных регионов России. Высокий уровень сейсмичности в районе Курильских островов подтверждает многолетняя статистика зарегистрированных землетрясений. В среднем, каждые трое суток здесь происходит землетрясение с магнитудой $M = 4.0$. Повторяемость событий большей магнитуды такова: примерно раз в месяц для $M = 5.0$, раз в полгода – для $M = 6.0$, раз в 2 года – для $M = 7.0$. В среднем, каждые 10 лет здесь случаются катастрофические землетрясения с $M = 8.0$ и более. Большинство очагов землетрясений сосредоточены в пределах наклонной сейсмофокальной зоны. Данная зона представляет собой слой мощностью около 70 км, простирающийся под материк до глубин около 650 км. Очаги катастрофических землетрясений, представляющие основную угрозу для населения Курильских островов, располагаются восточнее этих островов, как правило, на континентальном склоне и реже в районе глубоководного желоба.

На Сахалине очаги мелкофокусных землетрясений сосредоточены в земной коре на глубинах от 0 до 35 км. Глубокофокусные землетрясения ($h = 250 \div 650$ км) приурочены к Курильской сейсмофокальной зоне и не представляют серьезной сейсмической опасности. По сравнению с Курильским районом сейсмичность Сахалина носит более умеренный характер. Периоды повторяемости землетрясений разных магнитуд таковы: 2 месяца для $M = 4.0$, 2 года – для $M = 5.0$, 10 лет – для $M = 6.0$ и десятки лет для $M = 7.0$. Основную опасность представляют землетрясения, с $M \sim 5$ и более, которые, как правило, приурочены к основным активным разломным зонам: Ребун-Монеронской, Западно-Сахалинской, Центрально-Сахалинской и Северо-Сахалинской.

История прогнозных исследований в Сахалинской области берет свое начало в 70-е годы прошлого столетия. Работы в этом направлении проводились в ИМГиГ ДВО РАН под руководством проф. Ф.И. Монахова [7–10]. Основным методом прогноза землетрясений в то время был гидрогеодинамический метод. В качестве предвестников землетрясений использовались вариации колебаний уровня подземных вод в глубоких скважинах и дебитов самоизливающихся скважин. В 1985 году на территории Сахалинской области (Южный Сахалин, Итуруп, Кунашир, Шикотан) существовала сеть из 36 скважин, по которым проводились регулярные гидрогеологические наблюдения.

Кроме базового гидрогеодинамического метода развивались также сейсмологические, геофизические, геодезические, газогидрогеохимические методы прогноза. Таким образом, намечался комплексный подход к выявлению предвестниковых эффектов, предвещающих крупные землетрясения.

На Кунашире в 70-х годах прошлого столетия изучалась связь изменения электрического сопротивления горных пород с проявлением сейсмичности [9]. Было установлено, что в период подготовки крупного землетрясения значение электрического сопротивления по горизонтальному и вертикальному профилю меняется до 25% от фонового. А за 1–2 дня до близкого ощутимого землетрясения отмечались сильные короткопериодные флуктуации электрического сопротивления. На основании этих результатов был сделан вывод об эффективности этого метода для прогноза землетрясений.

В 80-х годах прошлого века интенсивно совершенствовались газогидрогеохимические методы поиска предвестников землетрясений [1]. С этой целью изучались следующие характеристики подземных вод:

- химический состав водных проб по отдельным компонентам (полный химический анализ водных проб);
- дебит спонтанного выделяющегося газа;
- содержание гелия в подземных и поверхностных водах (режимные наблюдения и гелиевая съемка). В сотрудничестве с Институтом минерального сырья (ВИМС) на самоизливающей скважине 5КЛ (пос. Ключи) в 1989–1990 гг. был установлен и функционировал автоматизированный комплекс непрерывной регистрации концентрации гелия и дебита спонтанно выделяющегося газа.

Таким образом, еще в прошлом веке интенсивно совершенствовались различные методы прогноза - сейсмологические, гидрогеодинамические, газогидрогеохимические, геофизические, геодезические. В целом, намечался комплексный подход к выявлению предвестниковых эффектов, предвещающих крупные землетрясения. Однако, к сожалению, в начале 90-х гг. из-за экономических трудностей все регулярные исследования по прогнозу землетрясений были прекращены, за исключением сейсмологических методов.

В 1995 году на территории Сахалинской области наблюдения были возобновлены, но только по одному гидрогеодинамическому методу (ГГД-мониторинг). Они проводились силами Центра государственного мониторинга геологической среды (ЦГМГС) ФГУП «Сахалинская геологоразведочная экспедиция».

Результаты сейсмологических прогнозов в Сахалинской области. Следует отметить, что описанные выше прогнозные исследования так и не вышли из стадии научного поиска, официально зарегистрированных прогнозов с передачей в органы власти не было. Впервые это было осуществлено в рамках среднесрочного прогноза катастрофического Шикотанского землетрясения 04 октября 1994 г. ($M_w = 8.3$) в районе Южных Курильских островов на основе алгоритмов M_8 и M_{Sc} [2, 3]. Аномальное поведение сейсмического режима в этом районе было обнаружено в 1992 г. в ходе независимых исследований в ИМГиГ ДВО РАН и ИТПЗ РАН (г. Москва) на данных разных каталогов землетрясений.

В ИМГиГ ДВО РАН был использован подготовленный к тому времени электронный каталог землетрясений Курило-Охотского региона за 20-летний период на базе Сейсмологического бюллетеня Дальнего Востока, а в ИТПЗ РАН – американский каталог USGS/NEIC.

Настройка алгоритма на данные каталога производилась нами за период наблюдений 1962–1978 гг. Динамика сейсмичности изучалась в круговых областях с радиусом 427 км. Данные с 1979 г. использовались для обнаружения подготовки землетрясения с $M \geq 7.5$ в каждой круговой области. Тревожная ситуация выявилась в круговой области, расположенной на Южных Курилах с центром в точке (44° с.ш., 149° в.д.). Здесь к июлю 1992 г. значения всех семи прогнозных функций дважды достигали аномальных значений. О подготовке сильного землетрясения свидетельствовала также и выявленная одним из авторов данной работы область сейсмического затишья. В ней, начиная с 1987 года, отсутствовали события с $M = 6$ и более.

На основании этих и других предвестников был сделан среднесрочный прогноз сильного землетрясения в районе Южных Курильских о-вов на пять лет (1993 – 1997 гг.). Прогноз был зарегистрирован в июле 1992 г. в Российской Академии Наук и передан в МЧС России. Однако из-за сложной экономической ситуации, существовавшей в то время в России, прогноз не был принят во внимание федеральными и региональными органами власти. Среднесрочный прогноз полностью подтвердился 4 октября 1994 г., когда произошло катастрофическое Шикотанское землетрясение с $M_w = 8.3$, сопровождавшееся цунами.

Подготовка следующего разрушительного землетрясения в Сахалинской области – Нефтегорского 1995 г. ($M_w = 7.1$), была обнаружена в долгосрочной перспективе [6], но, к сожалению, по ряду причин не была заблаговременно исследована на предмет среднесрочного прогноза. Это было сделано нами позднее ретроспективно.

В 1989 г. в [6] была выявлена обширная область сейсмического затишья в северо-восточной

части о-ва Сахалин. Ее площадь составила около 12 тыс. кв. км. Этот факт свидетельствовал о подготовке достаточно сильного землетрясения. Начиная с 1984 г., в пределах области затишья не регистрировались землетрясения с магнитудой $M = 3$ и более.

Среднесрочные предвестники Нефтегорского землетрясения изучались нами ретроспективно с помощью алгоритма M8 [5]. Настройка алгоритма выполнялась на данных регионального каталога без афтершоков за 15 лет, начиная с 1964 г. Выявление «тревожных» периодов проводилось с 1979 по 1993 гг. В результате была показана возможность среднесрочного прогноза этого разрушительного события [14].

За 14-летний интервал времени был обнаружен лишь один «тревожный» период, начиная с 1991 г. Тогда впервые появились аномальные значения 6 функций алгоритма. Для 7-ой функции В (взрыв афтершоков) используемый каталог оказался недостаточно детальным. Потому расчеты функции В оказались не вполне корректными. Последствия Нефтегорского землетрясения 27 мая 1995 г. были катастрофическими. Город Нефтегорск перестал существовать. Погибли 1841 человек.

Примером успешного среднесрочного прогноза в реальном времени является прогноз Такойского роя землетрясений 2001 г. в Долинском районе Сахалинской области. Основу прогноза составляет квазициклическая повторяемость толчков с $M \geq 4$ примерно 13.7 ± 3.0 года, выявленная нами ранее в пределах южного сегмента Центрально-Сахалинского разлома за период наблюдений с 1910 г. [12]. Это явление было обнаружено в 1997 г. и указан тревожный период длительностью три года. Позднее, в пределах этого интервала времени, произошел интенсивный рой землетрясений. Магнитуда максимального толчка составила 5.6.

Более широко известен другой случай - прогноз в реальном времени разрушительного Невельского землетрясения 2007 г. Он описан в двух монографиях, статьях, которые опубликованы в нашей стране и за рубежом [13, 15, 17]. Опыт этого прогноза вызвал большой интерес в сейсмологическом сообществе. Основную роль в выявлении факта подготовки сильного землетрясения на юго-западном шельфе о-ва Сахалин сыграли 2 предвестника: сейсмические бреши первого и второго рода. Второй предвестник часто называют сейсмическим затишьем. Размер области затишья на юго-западном шельфе о-ва Сахалин составил $\sim 90 \times 60$ км. В ней, по крайней мере, с середины 2003 г. не наблюдались мелкофокусные землетрясения с магнитудой $M = 3$ и более.

На основании этих и ряда других предвестников в декабре 2005 г. был подготовлен долгосрочный прогноз сильного ($M = 6.0 \div 7.2$) землетрясения для этого района. Данный прогноз был поддержан Российским экспертным советом по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (РЭС).

Прогноз реализовался 2 августа 2007 г. в результате Невельского землетрясения ($M_w = 6.2$) и по всем прогнозным оценкам соответствовал параметрам данного события. Особенностью этого случая явился предваряющий форшоковый толчок – Горнозаводское землетрясение 2006 г. ($M_w = 5.6$). Хотя г. Невельск был серьезно разрушен, жертвами стали, к счастью, всего 2 человека.

Наряду с описанными выше успехами в прогнозных заключениях были и неудачи – пропуск цели и 3 ложных тревоги. Есть и другая проблема. Значительная часть Сахалинского региона (Средний и Северный Сахалин) все еще не охвачена прогнозными исследованиями из-за отсутствия детальных каталогов землетрясений. В результате не было реальных прогнозов для Углегорского 2000 г. ($M_w = 6.8$), Уангского 2010 г. ($M_w = 5.8$) землетрясений, а также нескольких событий меньшей магнитуды. Следует отметить, что успешный прогноз Невельского землетрясения 2007 г. ($M_w = 6.2$) стал возможен именно благодаря заблаговременной организации локальной сети наблюдений на юге Сахалина.

Ниже описана одна из ложных тревог, допущенных при среднесрочном прогнозе в районе Южных Курильских островов. Ее причиной, наряду с несовершенством алгоритма прогноза, стало отчасти влияние следующих факторов. В последние годы в северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса произошел ряд сильнейших землетрясений, ставших настоящими «сюрпризами» для сейсмологов. Речь идет о следующих событиях:

- Олюторском землетрясении 2006 г. ($M_w = 7.6$) в Корякском автономном округе (Северная Камчатка), на территории которого таких катастроф ранее не наблюдалось;

- дуплете Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг. ($M_w = 8.3, 8.1$) восточнее Средних Курильских островов, где подобных сейсмических событий не наблюдалось, по крайней мере, с 1730 года.
- мегаземлетрясении Тохоку 2011 г. ($M_w = 9.0$) восточнее о-ва Хонсю (Япония). В регионе Японии подобные катастрофы считались невозможными из-за отсутствия протяженных сейсмогенерирующих участков зоны субдукции. Только в очаговой области мегаземлетрясения Тохоку японские сейсмологи выделяли до 6 таких сейсмогенерирующих сегментов.

Таким образом, традиционные представления о тектонических условиях и сейсмическом режиме в отдельных районах оказались несостоятельными. Это сказалось и на методах прогноза землетрясений. Симуширские землетрясения 2006 и 2007 гг. и мегаземлетрясение Тохоку существенно повлияли на сейсмический режим в районе Южных Курильских островов. Среднесрочный прогноз землетрясения с $M \geq 7.4$, выработанный для этого района в декабре 2007 г. (а затем в октябре 2008 г. и события с $M \sim 8$) оказался ложным. Теперь его вынужденно приходится продлевать в силу устойчивого существования в районе Южных Курильских островов предвестников катастрофического землетрясения. Они проявляются, в частности, в наличии с мая 1999 г. зоны сейсмического затишья ($M \geq 5.9$) протяженностью около 370 км восточнее островов Итуруп и Уруп, а также в отсутствии в течение 20 лет сильнейших землетрясений при среднем интервале между такими событиями около 10 лет.

Текущие среднесрочные прогнозы в Сахалинской области и перспективы совершенствования их методологии. В настоящее время в соответствии с решениями Сахалинского филиала РЭС режим среднесрочного прогноза сильного землетрясения существует в трех районах:

* в районе южной части о. Сахалин (севернее очаговой области Невельского землетрясения 2007 г.) действует среднесрочный прогноз землетрясения с магнитудой $M = 6.0 \pm 0.7$ по 14 марта 2016 года (протокол № 1 СФ РЭС от 05.03.2015 г.).

* в районе Северных Курильских островов и южной части п-ва Камчатка действует среднесрочный прогноз землетрясения с магнитудой $M \geq 7.7$ по 1 декабря 2015 г. (протокол № 9 СФ РЭС от 30.11.2012 г.).

* в районе Южных Курильских островов действует среднесрочный прогноз землетрясения с $M \sim 8$ до 1 июля 2015 года (протокол № 3 СФ РЭС от 25.11.2014 г.).

Дальнейшее продвижение в решении проблемы прогноза сильных землетрясений видится в двух направлениях: развитии локальных систем наблюдений и разработке новых эффективных способов прогнозирования. Что касается первого направления, то есть надежда, что в ближайшие годы весь Сахалинский регион будет охвачен детальными наблюдениями, оснащенными телеметрическими системами сбора информации. Это позволит развивать методы краткосрочного прогнозирования.

Есть определенные успехи и в реализации второго направления. Они связаны с разработками и адаптацией в условиях Сахалинской области ряда перспективных методов [4, 16, 18]. Результаты тестирования двух из них описаны в настоящем сборнике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басарукина Л.И., Назирова О.Н. О гидрогеологических условиях наблюдательного пункта «Огоньки» (о. Сахалин) и его информативности для целей прогноза землетрясений / отв. ред. Тихонов И.Н. Препринт. Южно-Сахалинск, 1988. 16 с.
2. Кособков В.Г., Шебалин П.Н., Тихонов И.Н., Хили Х. Дж., Дьюи У. Дж. Заблаговременный среднесрочный прогноз Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г. // Шикотанское землетрясение 4(5). 10.1994 г.: Экстрен. вып. М., 1994. С. 71-73. (ФССН: Информ.-аналит. бюл.).
3. Кособоков В.Г., Хили Дж. Х., Дьюи Дж. У., Шебалин П.Н., Тихонов И.Н. Заблаговременный среднесрочный прогноз Южно - Курильских землетрясений 4 октября 1994 года и 3 декабря 1995 года // Вычислительная сейсмология. 1996. Вып. 28: Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. С. 46-55.

4. Закупин А.С. Слабые возмущения в деформационном поле Земли как инструмент изучения сейсмического процесса (на примере Южного Сахалина) (См. настоящий сборник).
5. Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г. Периоды повышенной вероятности возникновения сильнейших землетрясений мира // Вычислительная сейсмология. 1986. Вып. 19: Математические методы в сейсмологии и геодинамике. С. 48-58.
6. Ким Ч.У. Особенности выделения сейсмической энергии на севере Сахалина в пространстве и во времени // Бюллетень Курило-Сахалинского сейсмопрогностического полигона (квартальный) за 1988 г. / ИМГиГ ДВО АН СССР. Южно-Сахалинск, 1989. № 4. С. 46-51.
7. Монахов Ф.И. Продолжительность краткосрочных предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 1. С. 91-94.
8. Монахов Ф.И. Некоторые аспекты проблемы прогноза землетрясений / отв. ред. А.И. Иващенко. Южно-Сахалинск, 1980. 33 с.
9. Монахов Ф.И., Хантаев А.М., Божкова Л.И. Прогноз землетрясений по изменению электропроводности горных пород // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 96-99.
10. Монахов Ф.И., Ашихин В.П., Божкова Л.И., Хантаев А.М., Хайдурова Е.В. Предвестники Шикотанского землетрясения 7 декабря 1978 г. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 4. С. 93-95.
11. Малышев А.И., Тихонов И.Н. Нелинейные закономерности развития сейсмического процесса во времени // Физика Земли. 2007. № 6. С. 37-51.
12. Тихонов И.Н. Динамика сейсмического режима юга Сахалина // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно - Сахалинск, 1997. С. 5-20. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. VI).
13. Тихонов И.Н. Методы и результаты анализа каталогов землетрясений для целей средне- и краткосрочного прогнозов сильных сейсмических событий. Владивосток, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 214 с.
14. Тихонов И.Н. Предвестники Нефтегорского землетрясения 1995 г. и современная предвестниковая ситуация на юге Сахалина // Память и уроки Нефтегорского землетрясения. Научно-технический семинар-совещание, 24-25 мая 2000 г.: сб. докл. Южно - Сахалинск, 2000. С. 72-74.
15. Тихонов И.Н., Ким Ч.У. Успешный прогноз Невельского землетрясения 2 августа 2007 года ($M_{\text{ЛН}} = 6.2$) на юге о-ва Сахалин // ДАН. 2008. Т. 420, № 4. С. 532-536.
16. Тихонов И. Н., Михайлов В.И., Малышев А.И. О возможности краткосрочного прогноза времени возникновения сильных землетрясений юга Сахалина по данным локальной сети наблюдений (См. настоящий сборник).
17. Tikhonov I.N., Kim Ch.U. Confirmed prediction of the 2 August 2007 MW 6.2 Nevelsk earthquake (Sakhalin Island, Russia) // Tectonophysics. 2010. Vol. 485, No 1-4. P. 85-93.
18. Wu Hong-Chun, Tikhonov I.N. Jet streams anomalies as possible short-term precursors of earthquakes with $M > 6.0$ // Research in Geophysics. 2014. 4:4939. doi:10.4081/rg.2014.4939.

UDC 550.343

SEISMIC ACTIVITY IN SOUTHERN KURIL TRENCH BY JAPAN-RUSSIA JOINT SEISMIC DATA (2010–2012)

M. Ichiyanagi¹, H. Takahashi¹, V. Mikhailov² and Yu. Levin²

¹Institute Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan

²Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
ichimasa@mail.sci.hokudai.ac.jp

Seismic observation network in southern Kuril trench have been operated by Japanese and Russian institutions individually. It has been expected, therefore, that hypocenter calculation using merged data set will give precise result. We tried to merge phase picking data of Japanese and Russian seismological networks and calculate hypocenters. Precise time calibration using by GPS for each network has allowed this procedure. Estimated epicenters shown in Fig. 1 strongly suggested great improvement of hypocenter accuracy in region lesser than longitude 150 degree. Comparison with asperity distribution of great earthquakes estimated by Yamanaka [2] and epicenters showed that earthquakes were distributed in down-dip extension of asperities and were not seen inside asperities. This suggested epicenter distribution in this region is heterogeneous and might strongly be controlled by previous great earthquakes. Low seismicity near trench axis is also identified from Hokkaido to off Kunashir. This might suggest strong coupling near trench like as the 2011 Tohoku earthquake and imply strong tsunami potential. An epicenter alignment from Kunashir straight to southeastern direction well agreed with a fault plane and aftershock distribution of the 1978 Kunashir straight deep focus earthquake of Mw7.8 with 100 km depth [1]. This might suggested tearing of subducted slab continues from fracture zone in outer rise to deeper. Our result strongly indicated high potential for improvement of accuracy, and implied that hypocenters estimated using Japan-Russia seismological data will give more precise and reliable information especially for warning system including tsunami alert.

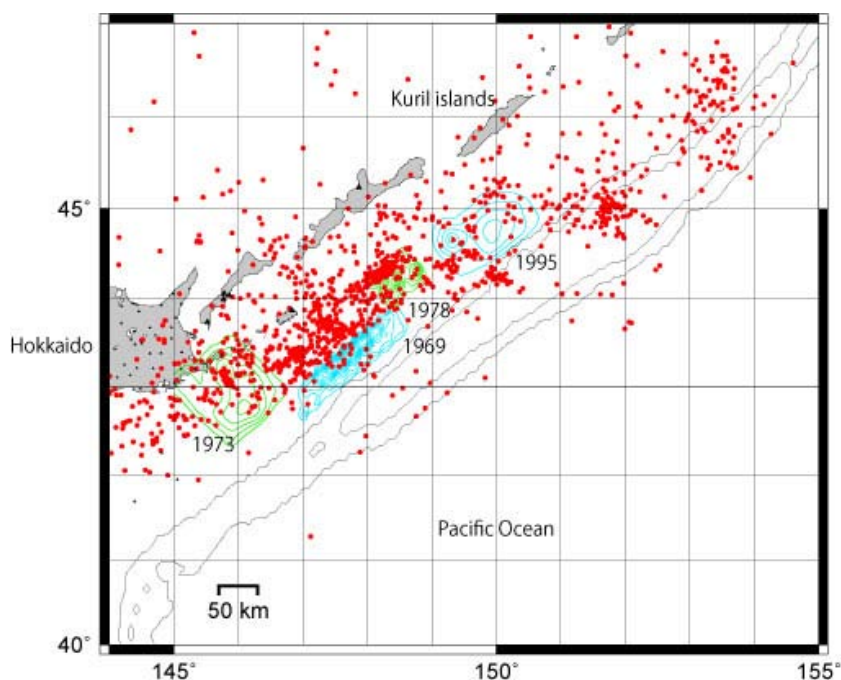


Fig. 1. Epicenter distribution in Eastern Hokkaido and South Kuril by Japanese and Russian seismic stations convert data. The asperity distribution is taken from Yamanaka (2005).

REFERENCES

1. Kasahara, M. and T. Sasatani. Body Wave Analyses of Strain Seismograms Observed at Erimo, Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., 1986. Vol. 8, No. 1. p. 83-108.
2. Yamanaka, Y. Asperity Map along the subduction zone in Hokkaido region // The Seismological Society of Japan Fall meeting, 2005. A55. P. 30.

UDC 550.343

**MICROTREMOR MEASUREMENTS IN NORTH SAKHALIN
AND SEISMIC INTENSITY INVESTIGATION DUE
TO NORTH SAKHALIN EARTHQUAKE OF MAY 28, 1995**

Hiroshi Kagami

Graduate School of Engineering, Hokkaido University Sapporo, Japan
ve3iv6@bma.biglobe.ne.jp

INTRODUCTION

Twenty years have been passed since the Neftegorsk Earthquake of May 28, 1995 attacked the northern Sakhalin. For this earthquake I had a chance to visit to the affected area as one of the members of reconnaissance team dispatched by Japanese Ministry of Education. In the epicentral region we had field surveys from earthquake engineering viewpoint. These results are reported on the Special Issue 1995 of FSSN Information and Analytical Bulletin [1]. However, I had no chance to present them in Sakhalin. This time Memorial Conference is a good opportunity and I would like to introduce the outline of the field investigations.

FIELD SURVEY

An earthquake engineering team was organized with three Japanese researchers including me and three researchers from Russian side. We stayed at Okha from 19 July to 23 and field surveys were carried out in Neftegorsk, Sabo, Okha and their vicinities. In addition to the ordinal investigation of building damage inspections, two surveys of microtremor measurements and seismic intensity estimation by questionnaire were carried out. In this paper an outline of these two filed surveys is indicated.

MICROTREMOR MEASUREMENTS

Instruments for microtremor measurements.

Observation system is composed of three component seismometers, amplifier and notebook type personal computer installed A/D converter inside. The seismometer is a moving coil type having 1 second natural period and its velocity sensitivity is almost flat up to 1 second. The system is operated by dry and rechargeable batteries and can be carried by hand.

Measurement of natural period of buildings.

Natural period of building is a fundamental index to evaluate the stiffness of buildings. Existing buildings were classified by structural type and undamaged buildings were selected for microtremor measurements. Pick up was set on entrance of top floor. Fourier transformation was adopted to the observed records and spectra were drawn. In the spectrum of transverse direction, sharp peak was found and predominant period could be easily recognized. In Table 1 estimated natural period for each building is listed.

As for the concrete block apartment house, estimated natural period was long as 0.43 sec in the case of 447C type which was the same type that collapsed in Neftegorsk. On the contrary, in the case of 123C type, which was designed as anti-seismic, a natural period was short as 0.28 sec. There was much difference in amplitudes of microtremors and this suggested that 447C type was easier to oscillate during an earthquake. As for wooden houses, the difference in natural period and amplitude were remarkable according to the stiffness of building walls.



Fig. 1. Large concrete block construction 447C type in Okha.

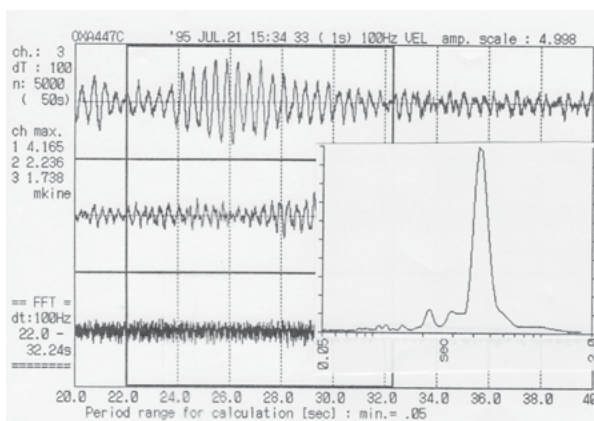


Fig. 2. Microtremor records and spectrum of 447C type apartment house in Okha.

Table 1. Estimated natural period of buildings

Structural type	Stories	Period in sec	Amplitude in mkine
Concrete large block: 447C	5	0.43	4.90
Concrete large block: 123C	5	0.28	0.16
Concrete large block: Okha Hotel	5	0.37	2.10
Brick: Sabo school	3	0.32	1.60
Brick: Hotel Sapporo	5	0.27	0.24
Wooden log construction	2	0.24	7.50
Wooden frame: Board wall	2	0.20	0.45
Wooden frame: New	2	0.17	0.32

Measurement on the ground for detecting ground condition.

Topography of the affected area was almost flat without much undulation. Deep Tertiary sand layers spread widely and thin Quarternary deposits were found in the lower places near the river. Cities such as Neftegorsk were developed on the flat hill top and there was few dwelling houses on the lower places on Quarternary deposit. Therefore it seemed that there were no much effects of site conditions on the seismic intensities and consequently on the building damage. Microtremor measurements were carried out at several points in the affected area. It was found that the predominant period of 0.3 sec was in Neftegorsk and 0.4 sec in Tungor. But it was very difficult to interpret these predominant periods without any subsoil information. Also in Okha city, observations were done at 13 sites on two observation lines. Common predominant peak in 1.2 sec is found in all sites and it suggested that this peak reflects deep soil structure. The sites on the terrace foot showed another shorter predominant period and it seemed to reflect thin soft soil deposits.

QUESTIONNAIRE SURVEY FOR SEISMIC INTENSITY

A questionnaire intensity survey was developed in Japan by Ohta [2] and has been adapted to the most of damaging earthquakes in Japan and also some overseas. The questionnaire for evaluating seismic intensity contains 34 items of questions corresponding to the definition text in JMA (Japan Meteorological Agency) intensity scale. At the first step, person by person intensity is evaluated and finally small areal unit intensity is estimated averaging each person's value in order to reduce differences among individuals.

АНКЕТА СПРОСА
О землетрясении на северном Саклиие ст 28 мая 1995 года
МЕЖДУНАРОДНАЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

[1] Вы ощущали землетрясение
1 Ощущал 2 Не Ощущал

[15] Заметили ли Вы движение тяжелых предметов, например:
Шифоньер, книжная полка, стенка, диван и т.и?
1 Не двигались 2 Слабо двигались 3 Сильно двигались
4 Немного переместились
5 Немного переместились некоторые упали
6 Почти все упали

[16] Как колебались целые здания
1 Не заметил 2 Слабо колебались
3 Довольно сильно колебались
4 Сильно колебались 5 Сильно колебались с шумом
6 При колебаниях здание чуть не рухнуло

Fig. 3. Questionnaire sheet (Russian version).



Fig. 4. Outdoor questionnaire intensity survey at market place in Sabo.

Questionnaire surveys were carried out at Sabo and Okha cities. Collected questionnaire sheets were sorted by the address where the respondents were during the event. Estimated intensity are shown in Table 2. Intensity scale of MSK was converted multiplying 1.5 to the JMA scale.

The intensity of Neftegorsk was estimated as IX in MSK scale from only the three answers. An accuracy of this value was not high but it showed maximum intensity in this survey. Intensity of Sabo was 8.4 which greater than that of Okha where the intensity was distributed from 7.7 to 8.0. In Okha meaningful difference was not found in the four divided areas.

Table 2. List of collected number of questionnaires and estimated intensity

City	Collected	Intensity	
		JMA	MSK
Neftegorsk	3	6.0	9.0
Ekhabi	1	5.6	8.4
Sabo	50	5.6	8.4
Okha(North)	33	5.3	8.0
Okha(Centre)	35	5.2	7.8
Okha(South)	34	5.1	7.8
Okha(Misc.)	26	5.2	7.7
Vostochny	1	4.8	7.8
Ozerny	1	4.0	732
Tungor	1	4.0	6.0
Khabarovsk	1	0.0	0.0

POSTSCRIPT

The field surveys were performed in short days and with limited resources. Therefore the obtained results were also limited. Twenty years have been passed and the methods mentioned above are also widely developed and changed. On the end of this paper, recent situations are reviewed shortly.

As for microtremor measurements, an array observation with spatially distributed multiple pickups is widely used in order to estimate subsurface structures. From array records propagating characteristics and dispersion curve of surface wave are estimated. Using this, underground structure can be calculated by use of inversion method.

As for seismic intensity evaluation, the most direct method is utilization of strong motion seismograms. Now a day number of strong motion stations are increasing rapidly but it is not enough to cover urbanized area densely. Therefore the questionnaire intensity survey still utilize as a powerful tool having an advantage that it can be planned after the event.

REFERENCES

1. Kagami, H., Y. Ishiyama and T. Minami. (1995) Field Investigations for Disasters due to the North Sakhalin Earthquake of May 28, 1995, Russian's Federal System of Seismological Networks and Earthquake Prediction, Information and Analytical Bulletin, Special Issue. P. 164-180. (In English).
2. Ohta, Y., N. Goto and H. Ohashi. (1979) A Qestionary syrvey for estimating seismic intensities, Bull. Fac. Eng. Hokkaido Univ., 92. P. 117-128. (in Japanese with English abstract).

UDC 550.343(571.645)

A PRELIMINARY STUDY OF STRONG MOTION RECORDS FROM THE 2006-2007 GREAT EARTHQUAKE SEQUENCE IN THE CENTRAL KURILE ISLANDS

M. Shigefuji¹, N. Takai¹, Ts. Sasatani¹, M. Ichiyanagi¹, V. Mikhailov², Yu. Levin²

¹Hokkaido University, Sapporo, Japan

²Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
sgf@mail.sci.hokudai.ac.jp

INTRODUCTION

A great earthquake doublet occurred in the central Kuril Islands arc subduction zone on 15 November 2006 and 13 January 2007; the former is a thrust-faulting plate boundary event (M_w 8.3) and the latter is a shallow normal-faulting outer-rise event (M_w 8.1). Lay et al. (2009) determined source rupture processes for the two great events from the broadband teleseismic body wave inversions. The moment rate spectra for the great two events show that the amplitude for the 2007 event is larger than that for the 2006 event at the frequency range of about 0.05 Hz to 1 Hz, despite the smaller seismic moment of the former event. In this study, we check this feature by examining the strong motion records from seven events with M_w 6.4~8.3 including not only main shocks but foreshocks and aftershocks (table 1).

DATA

We use broadband seismic records from the STS-2 network (Hokkaido University and SB, FEB, RAS), F-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) and the IRIS network (Incorporated Research Institutions for Seismology). Seismic stations located on Hokkaido, Sakhalin and Kamchatka are selected for this study (figure 1); seismic rays for stations in Hokkaido (F-net, NMR and MYR) and Kamchatka (PET) pass along the fore arc side of the Kuril-Kamchatka arc, but those for stations in Sakhalin (TYV and YSS) pass across the Sea of Okhotsk, marginal sea. Epicentral distances for these stations are about 700–1000 km.

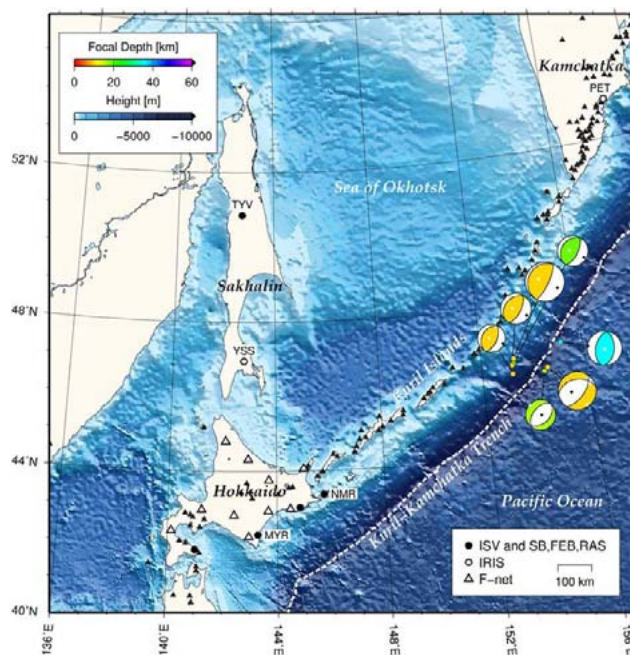


Fig. 1. Location map of stations and events used in this study.

Table 1. Source parameter used in this study based on the USGS catalog. PB is a plate boundary earthquake, OR is an outer-rise earthquake

No.	Origin Time (UTC)	Depth [km]	M_w	Remarks
1	2006/09/30 17:50	11.0	6.6	PB, Thrust
2	2006/10/01 09:06	19.0	6.5	PB, Thrust

Table 1 continued.

No.	Origin Time (UTC)	Depth [km]	M_w	Remarks
3	2006/11/15 11:14	10.0	8.3	PB, Thrust
4	2006/12/07 19:10	16.0	6.4	OR, Normal
5	2007/01/13 04:23	10.0	8.1	OR, Normal
6	2008/03/03 09:31	10.0	6.5	PB, Thrust
7	2009/01/15 17:49	36.0	7.4	OR, Reverse

STRONG MOTION RECORDS FROM THE TWO GREAT EVENTS

Figure 2 shows the acceleration waveforms for the two great events. The peak amplitudes for the 2007 event are larger than those for the 2006 event at the whole station. The S-wave amplitudes at stations in Sakhalin are peculiarly smaller than P-waves for both events. Therefore, we check the Fourier amplitude spectrum of acceleration for the two great events (figure 3). Those S-wave amplitudes strongly attenuate at high frequency. Bourova et al. (2010)2) points out that the high attenuation area exists beneath the Sea of Okhotsk. Figure 4 shows the P- and S-wave acceleration spectral ratios of outer-rise events to plate boundary events; these ratios are taken for a pair of events with a comparable M_w . Although the ratio shapes somewhat change depending on the wave-type and magnitude of the pair event, they increase with frequencies from 1 Hz to 10 Hz, except S-waves at stations in Sakhalin; S-wave signals at the Sakhalin stations are too weak to obtain the reliable ratios, as mentioned above. Especially, the ratios of S-waves for the great doublet pair at stations in Hokkaido and Kamchatka increase with frequencies as 3 at 1 Hz, about 10 at 5 Hz, and about 20 at 10 Hz.

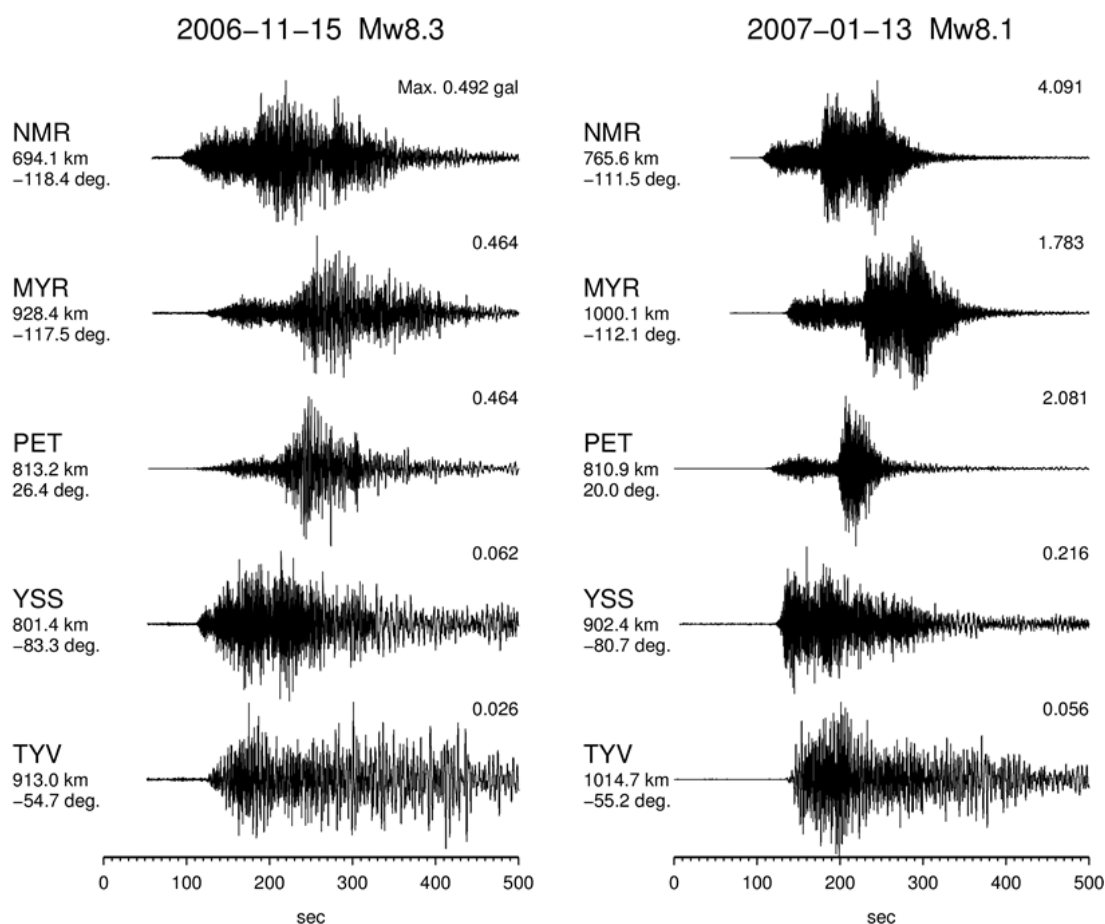


Fig. 2. Observed acceleration waveforms for the two great events. The waveforms are band pass filtered at 0.2-10.0 Hz (NMR and TYV) and 0.2-8.0 Hz (PET).

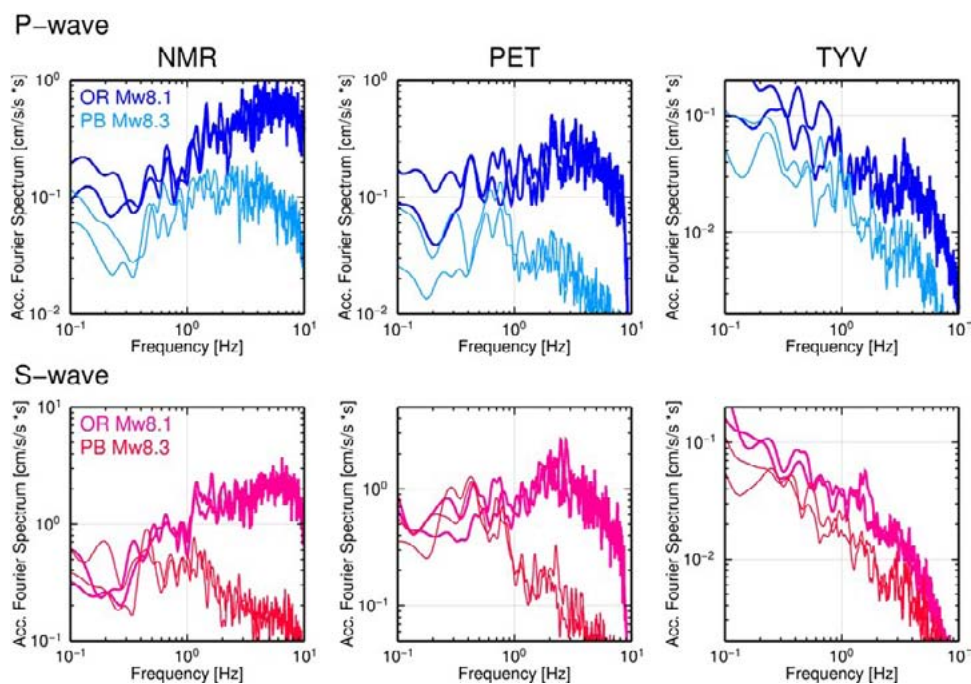


Fig. 3. P- and S-wave acceleration spectra for the two great events.

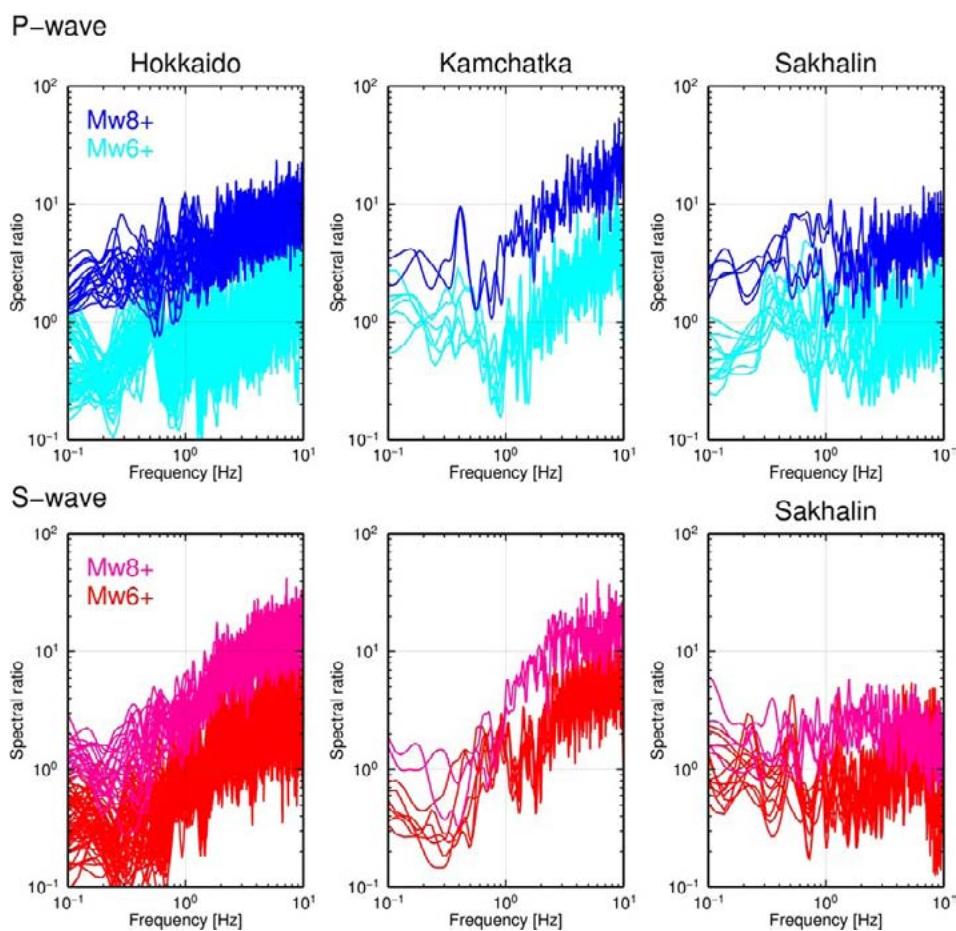


Fig. 4. P- and S-wave acceleration spectral ratios of the outer-rise event to the plate boundary event; these ratios are taken for a pair of events with a comparable M_w .

CONCLUSIONS

This demonstrate that the 2007 outer-rise event radiate considerably strong short-period seismic waves compared with the 2006 plate boundary event. Combining the our results and moment rate spectra for the great doublet event by Lay et al. (2009), we may conclude that the 2007 outer-rise event radiated strong seismic waves over the wide frequency band of 0.05 to 10 Hz compared with the 2006 plate boundary event. This conclusion implies that triggering of a large outer rise rupture with strong shaking over wide frequency band constitute an important potential seismic hazard.

REFERENCES

1. Lay, T., Kanamori H., Ammon C.J., Hutko A.R., Furlong K., Rivera L. The 2006-2007 Kuril Islands great earthquake sequence // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. B113208. doi:10.1029/2008JB006280.
2. Bourova E., Yoshizawa K., Yomogida K. Upper mantle structure of marginal seas and subduction zones in northeastern Eurasia from Rayleigh wave tomography // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2010. Vol. 183. P. 20-32.

UDC 550.343

STRAIN ACCUMULATION AND SLOW SLIP EVENT ALONG HOKKAIDO-SAKHALIN SEISMIC BELT

H. Takahashi¹, M. Ohzono², M. Ichiyanagi¹

¹Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan;

²Faculty of Science, Yamagata University, Japan

hiroaki@mail.sci.hokudai.ac.jp

Broad strain accumulation of east-west compression with 2×10^{-7} per year and active seismicity have been observed from northern Hokkaido to Sakhalin due to plate convergence. Epicenter distribution of great earthquakes clearly showed seismic gap in northern Hokkaido for 300 years, and suggested possible high stress environment. Continuous GNSS network in northern Hokkaido recorded total 12 mm transient deformation in 2012 with six months duration. Fault modeling indicated this deformation was due to slow earthquake in uppermost crust with Mw5.5 total seismic moment. Slip amount of 6 cm approximately corresponded to slip deficit of less than a decade. Fault geometry of very shallow dip angle agreed with detachment structure inferred from geological data. Simultaneous active seismic swarm occurred in off southern of estimated fault but maximum magnitude 4.3 was rather small compared to that of slow earthquake. This implied slow slip event might trigger and govern seismic swarm. Numerical modeling study suggested that stress build-up is required for slow slip occurrence. An active fault is existed in western neighbor of slow slip event and M8 earthquake has been expected with high probability 4%. These facts implied possible stress build-up in this region and slow earthquake was one of precursor before large earthquake.

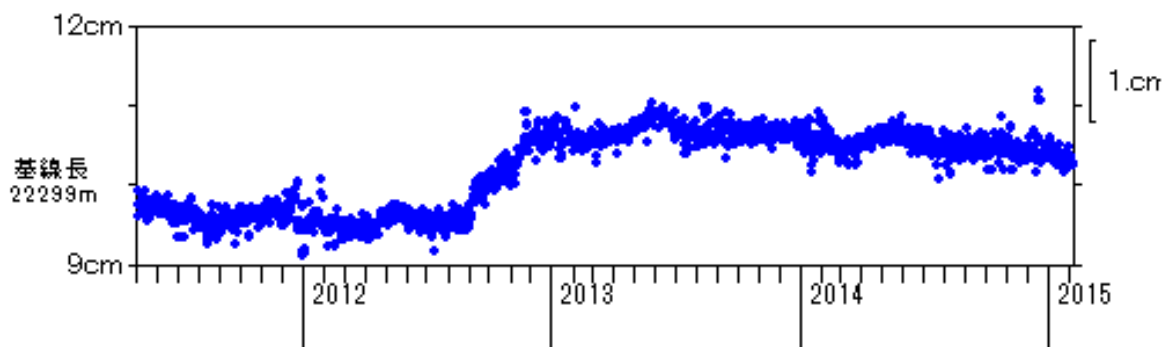


Fig. 1. Time series of baseline length change of GEONET GNSS network and transient deformation between July 2012 and January 2013. Data were taken from Geospatial Information Authority of Japan.

UDC 550.343

STRONG MOTION CHARACTERISTICS IN HOKKAIDO BY EARTHQUAKES OCCURRING AROUND THE JAPAN SEA EASTERN MARGIN MOBILE BELT

N. Takai

Faculty of Engineering, Hokkaido University Sapporo, Japan
tki@eng.hokudai.ac.jp

INTRODUCTION

Heavy damage was occurred during the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake. And also damage was occurred during the 1940 off Shakotan peninsula earthquake. These earthquakes occurred around the Japan sea eastern margin mobile belt (Fig. 1). North of the 1940 earthquake fault area are apprehensive about future large earthquake by headquarters for earthquake research promotion in Japanese government. Perhaps, in this area there were historical damage earthquakes, however there are no data about them in Hokkaido region. Therefore, there are few studies about strong ground motion attenuation characteristics of west Hokkaido area. To check the attenuation characteristics of strong ground motion in western Hokkaido, I analyzed peak ground acceleration data of December 13, 2005 and March 30, 2010 earthquakes.

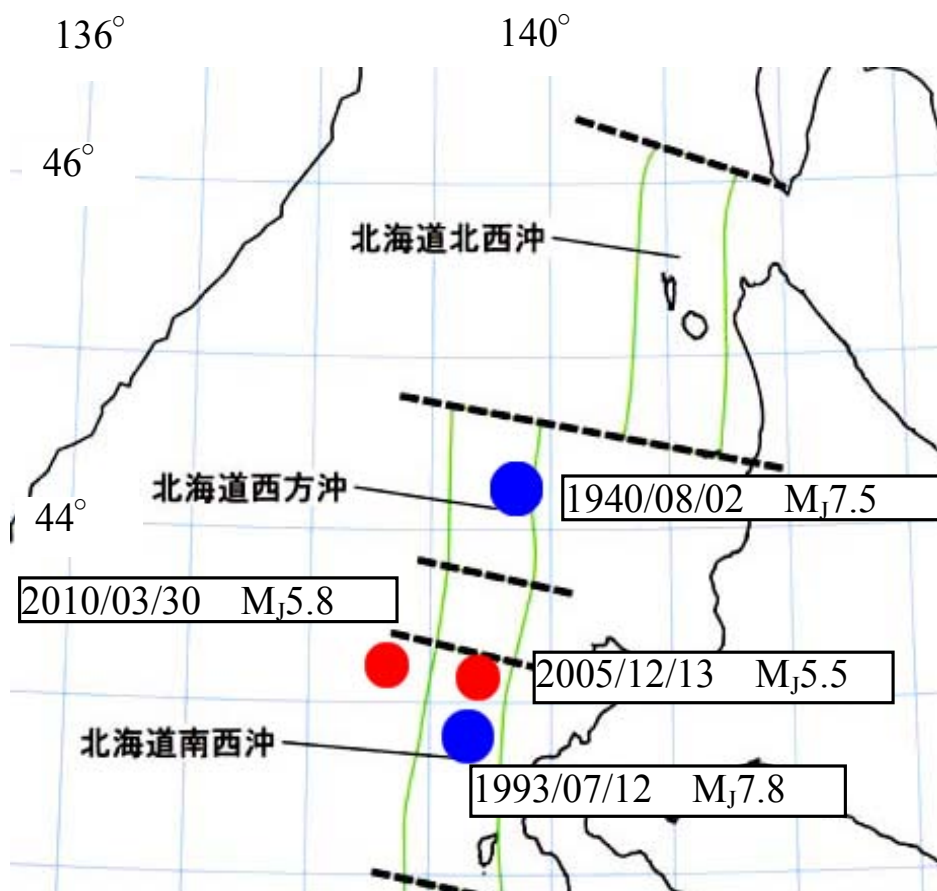


Fig. 1. The Japan sea eastern margin and earthquakes.

DATA

K-NET and KiK-net strong ground motion data are used. Spatial distribution maps of peak ground acceleration in Hokkaido are shown in Fig. 2. During the 2005 earthquake, maximum PGA was over 100 cm/sec² at SBSH10 station. During the 2010 earthquake, maximum PGA was 37 cm/sec² at HKD138 station. Both station have soft soil in shallow surface, these strong motion are strongly amplified with them.

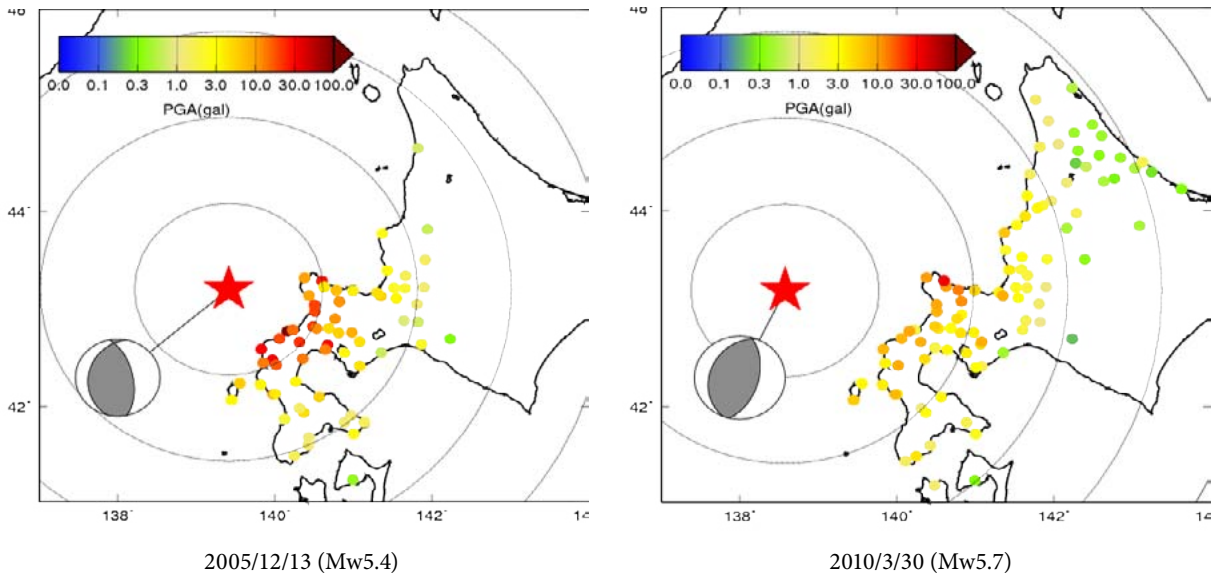


Fig. 2. Spatial distribution maps of peak ground acceleration (PGA: gal).

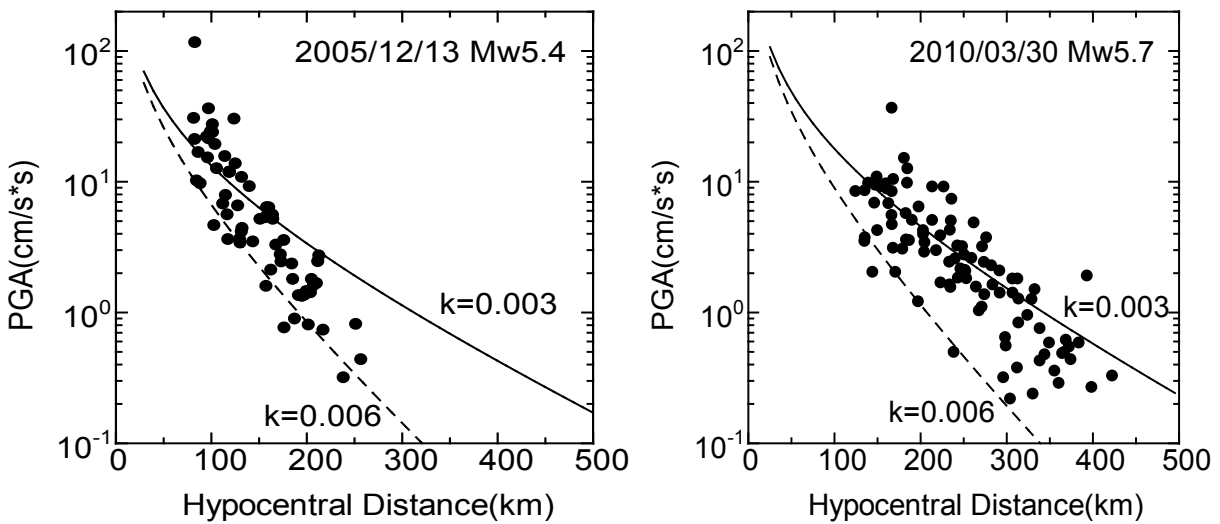


Fig. 3. Attenuation relationships of PGA.
 Solid lines are Si and Midorikawa (1999) empirical prediction curve.
 Dashed lines are modified the attenuator value k for 0.006.

PGA ATTENUATION

I checked attenuation characteristics of both earthquakes. Fig. 3 shows attenuation relationships of PGA during both earthquakes. In these figures, solid lines are empirical prediction curve for PGA by Si and Midorikawa [1]. In both figures, observed PGA values are not fitted well to these curves. The slope of observed PGA appears to be larger than the prediction equation. Therefore, I tried to change the attenuator value k from original 0.003 to 0.006 (dashed lines in both figures). These dashed lines are well

explaining the observed PGA attenuation phenomena. This empirical prediction curve is constructed for average attenuation in Japan. So this means the attenuation of seismic ground motion is high in this region.

SUMMARY

I was carried out a preliminary investigation the seismic attenuation characteristics of strong ground motion in western Hokkaido using December 13, 2005 and March 30, 2010 earthquakes. These results show that this region is characterized by a high attenuation of seismic ground motion.

REFERENCES

1. Hongjun Si and Saburoh Midorikawa. Attenuation Relations for Peak Ground Acceleration and Velocity Considering Effects of Fault Type and Site Condition, Journal of Struct. Construct. Eng. (Transactions of AIJ). 1999. No. 523. P. 63-70 (in Japanese with English abstract).
2. K-NET, KiK-net, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>.

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ ТРУБОПРОВОДНЫХ СИСТЕМ

А.С. Алешин, В.В. Погребченко

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
asa@ifz.ru

В практике сейсмического микрорайонирования в последнее время обозначились новые важные объекты – линейно-протяженные, такие как трассы трубопроводов, автомобильные и железнодорожные магистрали, протяженные тоннели и т.п. Инженерно-геологические изыскания, в частности, сейсмическое микрорайонирование (СМР), таких объектов весьма специфичны, что обсуждалось в ряде работ [1, 2]. В настоящей работе основное внимание сосредоточено на обобщении опыта инженерных изысканий на ряде трубопроводных систем востока страны.

Прежде всего, отметим основную особенность, отличающую линейно-протяженный объект от традиционного площадного, которая заключается в самом названии. Линейная протяженность объектов, в особенности магистральных трубопроводов, намного превышает их поперечные размеры. Горные выработки при этом сосредоточены вдоль трассы, и о свойствах среды можно судить только в пределах узкой полосы, поперечник которой составляет первые сотни метров.

Далее, значительная протяженность линейных объектов обуславливает изменчивость исходной сейсмичности различных участков трассы. Трасса зачастую пересекает районы, значительно различающиеся особенностями сейсмического режима, пересекает либо приближается к участкам активных разломов. Таким образом, если на территории, по которым проходит трасса линейно-протяженного объекта, не имеются карты детального сейсмического районирования, то совершенно необходимо проведение исследований по уточнению исходной сейсмичности. Исходная сейсмичность вдоль трассы может быть рассчитана по программе Seisrisk или подобными программами. Точность расчета исходной сейсмичности должна быть не хуже 0,1 балла. В простейшем случае можно воспользоваться картами ОСР-97 [3]. Особое значение в случае СМР трубопроводов имеет задача выделения тектонических нарушений, пересекаемых трассой, и определения их тектонической и сейсмической активности. В качестве иллюстрации сказанного на рисунке 1 приведены результаты учета сеймотектонической обстановки на участке трассы трубопроводной системы ВСТО между Чульманом и Тындой.

Значительная протяженность трассы трубопроводов изменяет соотношение инженерной геологии и геофизики. В комплексе работ по СМР площадных объектов – городов, строительных площадок – инженерная геология представляет основу планирования и проведения дальнейших геофизических, в первую очередь сейсморазведочных исследований. Особенности линейно-протяженных объектов обуславливают особенности методики СМР. Проведение сейсморазведочных наблюдений вдоль всей трассы трубопровода в силу ряда причин (экономической, по срокам, из-за труднопроходимости трассы и т.д.) невозможно. Сейсморазведка проводится лишь на некоторых, “ключевых”, участках. В случае изысканий по трассе ВСТО такими характерными участками являлись участки пересечения достаточно широких рек. Даже в относительно простых природных условиях юга России (трубопровод «Южный поток») доля сейсморазведочных профилей по отношению к общей длине трассы не превышает 5 %.

В то же время инженерно-геологические изыскания, в первую очередь, буровые работы проводятся вдоль всей трассы с достаточной плотностью. Так, например, на 150 км трассы трубопроводной системы ВСТО приходилось свыше 2500 шурфов и скважин. Столь огромный

объем инженерно-геологической информации позволяет переосмыслить вопрос о соотношении инженерной геологии и геофизики в комплексе работ по СМР.

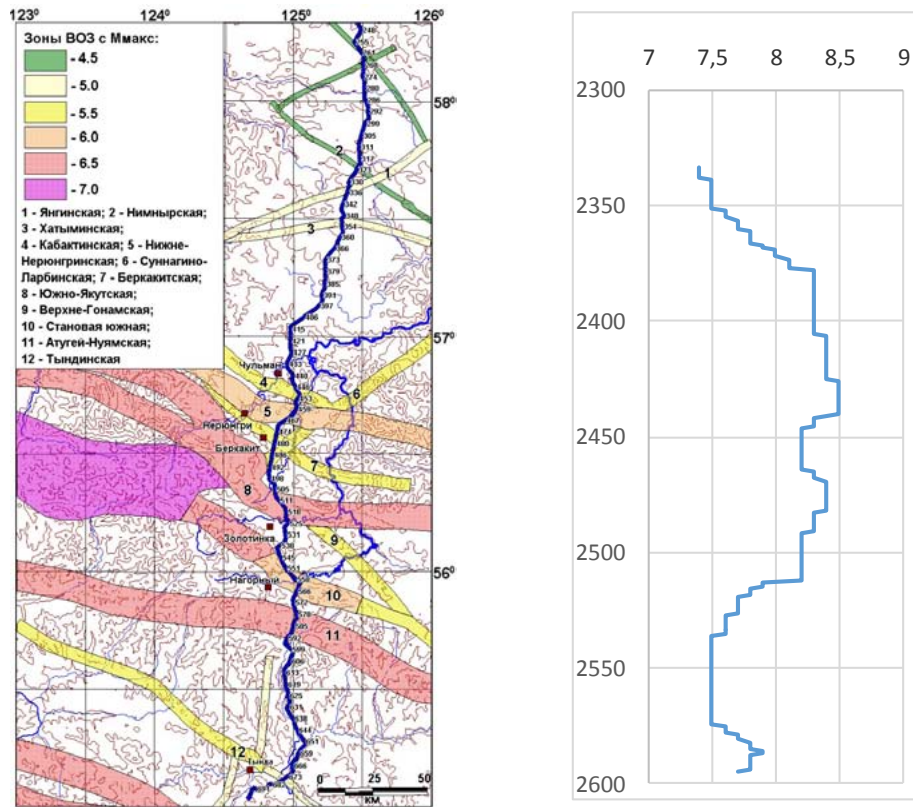


Рис. 1. Сейсмоструктурная обстановка и график исходной сейсмичности вдоль участка трассы ВСТО.

ВИФЗРАН разработан и внедрен в практику работ способ СМР трубопроводов, основанный на связи деформационных и упругих характеристик грунтов. В работе [4] приводятся графики связи динамического модуля упругости и модуля деформации для дисперсных грунтов. Для дисперсных грунтов в диапазоне значений модуля деформации 5 – 50 Мпа эта связь с достаточной для целей СМР степенью точности может быть выражена соотношением $E_{упр} = 20 E_{деф}$, где $E_{деф}$ - модуль деформации, а $E_{упр}$ - динамический модуль упругости. Отсюда, используя выражение связи модуля упругости E и модуля сдвига G ,

$$E = 2(1 + \sigma) G, \text{ где } \sigma - \text{коэффициент Пуассона, и подставив } G = \rho V_s^2,$$

можно получить выражение для V_s : $V_s = \sqrt{\frac{10E_{деф}}{\rho(1+\sigma)}}$.

Подставляя в это выражение значения $E_{деф}$ и ρ для соответствующих ИГЭ из данных инженерной геологии, можно получить значения V_s для каждого ИГЭ. Значения коэффициента Пуассона для дисперсных грунтов с большой степенью надежности можно брать равными 0.4.

На рисунке 2 приведен график зависимости скорости поперечных волн V_s от модуля деформации $E_{деф}$. Пунктирными линиями обозначен коридор значений, отличающихся на 0,25 от среднего. В этот коридор попадают все графики для разных грунтов и полученные разными авторами. При этом ошибка в определении значения сейсмической интенсивности не превысит 16%.

Для скальных пород в инженерно-геологической практике, как правило, вместо модуля деформации используется величина предела на одноосное сжатие $\sigma_{сж}$. В этом случае, как легко показать, пользуясь сведениями из работы [4],

$$V_s = \sqrt{\frac{80 \times \sigma_{сж}}{\rho}},$$

при этом, если выразить $\sigma_{сж}$ в Па, а ρ в кг/м^3 , то получим V_s в м/с. В этом случае коэффициент Пуассона берется равным 0.25.

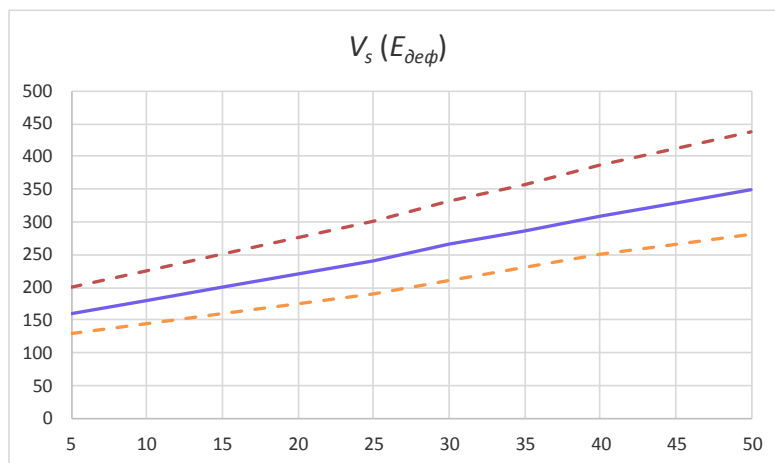


Рис. 2. График связи скорости поперечных волн с модулем деформации $E_{деф}$.

Таким образом, имея данные только инженерной геологии, можно с достаточной точностью оценить приращение сейсмической интенсивности.

Специальные геолого-геофизические исследования по трассе ВСТО проводились лишь в отдельных пунктах, в местах перехода рек с использованием методов MASW и микросейсмических колебаний.

Приращение сейсмической интенсивности рассчитывалось по методу сейсмических жесткостей. Возможность этого основана на том, что в данном случае имелась достаточно детальная и единообразная информация об инженерно-геологических свойствах разреза на глубину до 10 м вдоль всей трассы трубопроводной системы ВСТО, полученная при инженерных изысканиях. Инженерно-геологические параметры – модули деформации, плотности и мощности – брались для каждого инженерно-геологического элемента, входящего в состав инженерно-геологического разреза. Далее рассчитывались усредненные параметры системы слоев путем взвешивания в соответствии с их мощностями. По усредненным параметрам рассчитывались величины сейсмических жесткостей и определялось приращение сейсмической интенсивности по отношению к параметрам «среднего грунта». Окончательно полученные оценки сглаживались до 0,1 балла, что согласуется с точностью оценки фоновой сейсмичности.

В качестве параметров «среднего грунта» на участке Чульман – Тында были взяты значения $V_s = 300$ м/с и плотность $\rho = 1,8$ г/см³, соответственно средняя сейсмическая жесткость оценивалась величиной $(\rho V_s) = 540$ г м/с см³. Выбор в качестве определяющего параметра скорости поперечных волн был обусловлен тем, что при этом, как известно, можно не учитывать влияния обводненности грунта. Принятые параметры «среднего» грунта близки к соответствующим значениям, рекомендованным в Руководстве [5]. 10-ти метровая мощность грунтовой толщи, существенно влияющей на сейсмическую интенсивность, также соответствует требованиям нормативных документов [6, 3].

К специфике СМР трубопроводов можно отнести также повышенную роль опасных геологических процессов, в особенности тех, проявление которых связано с сейсмическими воздействиями. Перечислим некоторые виды объектов, связанных с опасными геологическими явлениями:

- а) площадки с просадочными и свежезамоченными лессовыми грунтами;
- б) площадки, сложенные мерзлыми грунтами, с возможным оттаиванием;
- в) участки вблизи тектонических нарушений;
- г) участки, представленные скоростными разрезами, способствующими образованию резонансных явлений (маломощный рыхлый чехол на скальном фундаменте);
- д) участки на крутых (более 5°) склонах.

Отметим особую значимость проблемы активизации склоновых процессов под влиянием сейсмических явлений в связи с синергетическим эффектом. Здесь, в первую очередь, следует отметить взаимосвязь гравитационного (природного, постоянно присутствующего) и инерционного (сейсмического, спорадически возникающего) факторов. Эта взаимосвязь проявляется в зависимости величины наклона потенциально неустойчивого склона от величины сейсмического ускорения, реализующегося при сильном землетрясении.

Важной особенностью сейсмического микрорайонирования в Восточной Сибири является учет мерзлотных свойств грунтов и их возможное изменение при оттаивании, что прогнозируется в условиях длительной эксплуатации трубопроводов. Нами учитывалось изменение физико-механических свойств рыхлых грунтов, а именно, величины скорости поперечных волн, как наиболее информативной характеристики состояния массива при изменении температурного режима. Для дисперсных грунтов в расчетах использовались два значения скорости поперечных волн соответственно для мерзлых и талых грунтов. Для скальных грунтов температурные изменения не учитывались по причине относительной незначительности эффекта, а также вследствие того, что величины скорости поперечных волн в скальных грунтах, как в мерзлом, так и в талом состоянии заметно выше соответствующих характеристик средних грунтов, отчего скальные грунты, как в мерзлом, так и в талом состоянии могут быть отнесены к I категории по таблице 1 нормативного документа [3].

Кроме того, следует отметить, что при прокладке магистральных трубопроводов, как правило, снимают верхний 2-м слой рыхлых грунтов. По этой причине нами было представлено два варианта расчетов: для дневной поверхности и со снятым верхним рыхлым слоем.

Аналогичные работы по СМР были проведены по трассе трубопровода Де-Кастри – Комсомольск-на-Амуре, а также на ряде участков магистрального газопровода Якутия – Хабаровск – Владивосток.

Наконец, в случае картирования сейсмической опасности трубопроводных систем, представление в виде карты весьма неэффективно, поскольку длина ее по размерам не сопоставима с шириной. В случае СМР линейно-протяженных объектов более целесообразно использование поикетных таблиц с указанием местоположения участка и соответствующих грунтовых и сейсмических характеристик, а главное, параметров сейсмической интенсивности в каждой точке трассы трубопровода.

В заключение подчеркнем, что все приведенные особенности СМР трубопроводов плохо представлены в нормативной литературе, которая была разработана более 30 лет тому назад и не отражает экономических и методических реалий сегодняшнего дня. Это создает огромные трудности при прохождении Госэкспертизы отчетных материалов. Настоятельно рекомендуется обновить арсенал нормативной документации, в полной мере учитывающей отмеченные особенности СМР линейно-протяженных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методические рекомендации по сейсмическому микрорайонированию участков строительства транспортных сооружений / сост. Г.С. Шестоперов. МДС 22-1.2004.
2. Алёшин А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.
3. Свод Правил. Строительство в сейсмических районах. СП.14.13 330. М., 2014.
4. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1992. 264 с.
5. Республиканские строительные нормы. РСН – 60-86. М.: Росстройиздат, 1986.
6. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию РСМ-73 // Вопросы инж. сейсмологии. Вып.15: Влияние грунтов на интенсивность сейсмических колебаний. М.: Наука, 1973. С. 6-34.

УДК 550.34:551.466

О СЕЙСМИЧНОСТИ НА ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТОРОНЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

М.Ю. Андреева¹, М.В. Родкин^{1,2}

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

² Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия
m.andreeva@imgg.ru

Сейсмичности зон перехода океан-континент, как наиболее активным и опасным сейсмическим областям, традиционно уделяется большое внимание. При этом основное внимание уделяется изучению сейсмического режима континентальной стороны зон субдукции и островодужных областей [1]. В данной же работе обсуждается характер сейсмичности с океанической стороны глубоководного желоба. На необходимость исследования территории, примыкающей к глубоководному желобу со стороны океана, указывает тот факт, что здесь могут происходить сильные землетрясения. Примером может служить второе Симуширское землетрясение (13.01.2007 г., $M_w = 8.0$), произошедшее именно на океанической стороне, за глубоководным желобом. Соответствующий участок глубоководного желоба выделяется аномально большим числом землетрясений по сравнению с соседними сегментами, многие из которых смотрятся как практически асейсмичные. Отсюда уже можно предположить, что аналогичные случаи сильной сейсмичности, пусть и весьма редко, могут наблюдаться с океанической стороны вдоль всего желоба.

Процессы, происходящие с океанической плитой до ее погружения в зону субдукции (упругий изгиб погружающейся плиты в области передового вала, трещинообразование и серпентинизация), заслуживают пристального внимания. Наряду с этим, изучение внутреннего строения плиты, ее состава и слоистости может помочь понять характер сейсмичности в зонах Беньофа.

В настоящей работе для исследования была выбрана часть континентальной (от оси желоба – до 50 км) стороны зоны и океаническая сторона Алеутского, Курило-Камчатского и Идзу-Бонинского глубоководных желобов. На основании мировых каталогов были сформированы каталоги землетрясений для исследуемых районов. Для Курило-Камчатского желоба за период 1939 – 2012 гг. [3, 8]; для двух других – с 1973 по 2012 гг. [8, 9] с магнитуды $m_b \geq 3.2$, а также каталоги механизмов землетрясений для Курильского участка за период 1939 – 2010 гг. [5, 6, 8] и для Алеутского, Японского участка – с 1977 по 2010 гг. [8]. Фокальные механизмы землетрясений были построены авторами на сетке Вульфа за ранний временной интервал (1939 – 1964 гг.) по данным из [1].

Характер сейсмичности вдоль океанической стороны Алеутского, Курильского и Японского глубоководных желобов оказался довольно единообразным: очаги землетрясений встречаются почти вдоль всей зоны, но достаточно редко по сравнению с континентальной стороной зоны субдукции. При этом имеет место разграничение сейсмогенных областей «до желоба» и «после желоба» (рис. 1). Между ними просматривается почти асейсмическая зона, приуроченная к области оси желоба.

Сейсмичность по глубине в океаническом сегменте переходной зоны распределена существенно неравномерно, наблюдается концентрация очагов в интервалах глубин $10 \div 15$ км и $30 \div 45$ км. Отчасти такая концентрация является артефактом – следствием приписывания плохо определяемым очагам стандартных глубин 10, 15 и 33 км. Но не исключено, что эта концентрация отвечает и физической реальности. Такая локализация сейсмичности представляется согласующейся с данными по внутреннему строению океанической плиты. Так, согласно данных профильных сейсмических исследований [4], на глубинах $12 \div 15$ км

выделяется сейсмическая граница, которая трактуется как зона «срыва». Предполагается существование неоднородности строения океанической плиты и в области $30 \div 50$ км. По результатам спектрального анализа батиметрических данных выделяется характерный размер неоднородности, который может быть связан с наличием такой неоднородности.

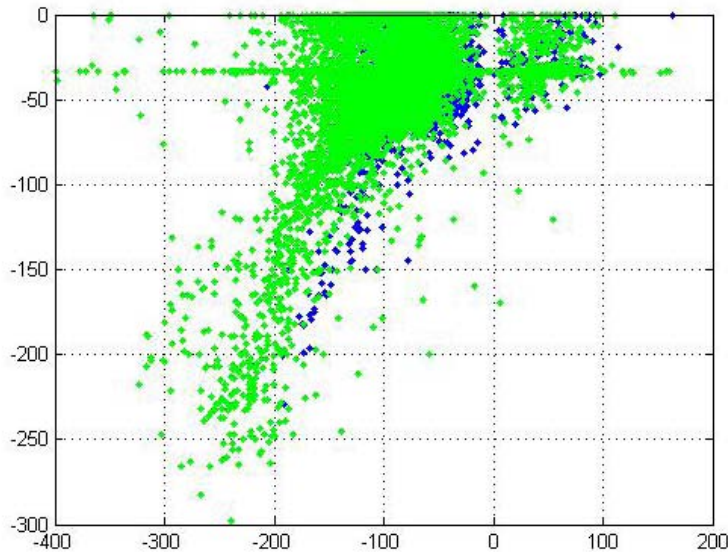


Рис. 1. Расположение сейсмических очагов по глубине в одной из исследуемых зон (Алеутская дуга), спроектированных на два профиля поперек зоны субдукции. По горизонтальной и вертикальной оси расстояния и глубина в км. За 0 км принята ось глубоководного желоба.

Зеленым и синим цветом показаны очаги, примыкающие к сегментам Алеутского желоба в интервалах долгот $160 \div 180^\circ$ з.д. и $170 \div 180^\circ$ в.д.

Хорошо виден асейсмичный промежуток в окрестности оси желоба.

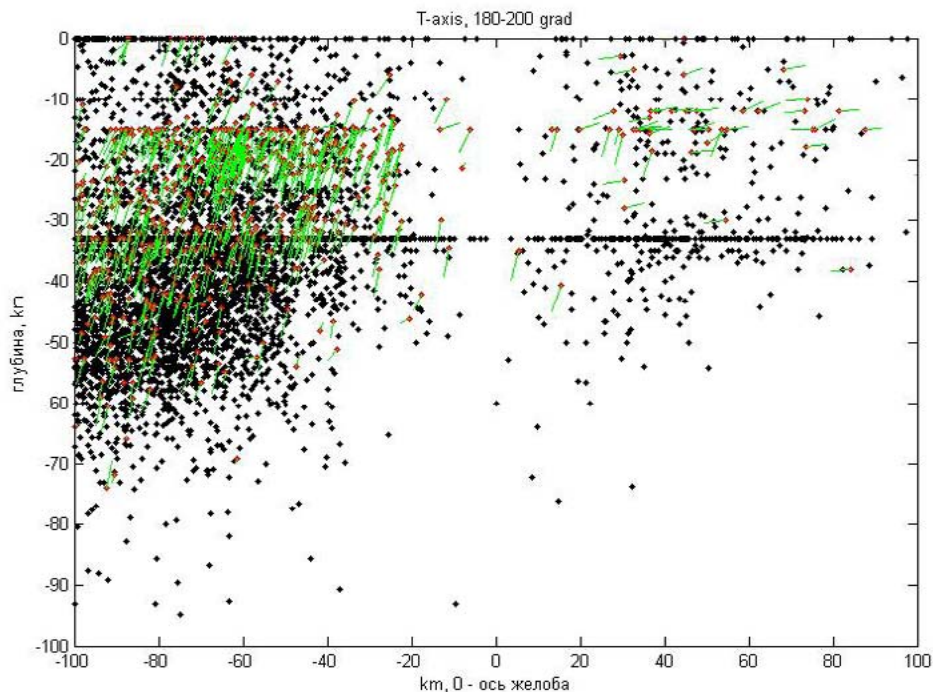


Рис. 2. Распределение землетрясений по глубине для Алеутской зоны субдукции и океанической плиты (сегмент зоны $160 \div 180^\circ$ з.д.). За 0 км принята ось желоба. Зелеными отрезками показана ориентация осей растяжения.

Сейсмичность в океанической части плиты под область развития передового вала прослеживается до значительных глубин – почти до 100 км. Природа этих землетрясений – особенно наиболее глубоких – не ясна. Ранее некоторые авторы были склонны рассматривать океаническую сторону глубоководного желоба и прилегающие к ней области океанической плиты как асейсмичную зону.

На океанической стороне (в области предварающего краевого вала) устойчиво наблюдается горизонтальное растяжение поперек желоба (рис. 2). В непосредственной окрестности желоба (на расстоянии всего 10 ÷ 20 км от оси желоба) режим напряженного состояния меняется (рис. 2). В самом желобе и на континентальной стороне начинает доминировать сжатие поперек желоба (с наклоном оси сжатия в сторону океана), при этом растягивающие напряжения направлены вниз, примерно по падению плиты.

Характер напряжений «до желоба» в верхней и средней литосфере отвечает растяжению в преддуговой области поперек желоба. Такой характер полностью отвечает напряжениям, связанным с растяжением плиты при образовании передового вала. Характер напряженного состояния резко меняется на расстоянии около 10 км вблизи оси желоба. Характер напряжений «после желоба» соответствует известному характеру напряжений в зонах субдукции. Настоящие данные подкрепляют ранее уже полученные результаты о превалировании в области глубоководного желоба растягивающих напряжений [2].

Итак, по ряду зон субдукции показано существование недооцененной ранее зоны сейсмичности на океанической стороне зоны субдукции, перед желобом, часто даже отделяемой слабосейсмичным промежутком от основной зоны субдукции. Океаническая сторона глубоководных желобов имеет потенциально достаточно сильный, но, видимо, сравнительно реже проявляющийся сейсмический потенциал. Характер напряжений в области «до желоба» резко отличается от такового в зонах субдукции и отвечает растяжению плиты в области передового вала поперек желоба. Отметим также, что полученные данные ставят под сомнение распространенный тезис о распространении напряжений от активных сеймотектонических зон (зон субдукции) на большие расстояния внутрь океанической плиты. По нашим данным, характер сейсмогенных напряжений резко меняется в районе оси желоба, отсюда распространение напряженного состояния из зон субдукции на обширные прилегающие районы океанической плиты представляется дискуссионным.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ, проект № 14 05 00866.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 192 с.
2. Андреева М.Ю., Родкин М.В. Сеймотектоническая обстановка в океанической области глубоководных желобов // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 9-11.
3. Андреева М.Ю., Ким Ч.У. Землетрясения Курило-Камчатского региона (1737–2009 гг.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 384 с.
4. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов северо-западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
5. Поплавская Л.Н., Рудик М.И., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Каталог механизмов очагов сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг. Владивосток: Дальнаука, 2011. 131 с.
6. Рудик М.И., Поплавская Л.Н. Каталог механизмов очагов Курило-Охотских землетрясений с $M \leq 6.0$ 1975-1982 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1988. 248 с.
7. International Seismological Center. <http://www.isc.uk> (дата обращения 15.12.2012 г.).
8. National Earthquake Informational Center. <http://neic.usgs.gov> (дата обращения 25.01.2013 г.).

УДК 550.343

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ДЕФОРМИРОВАНИИ ГЕОМАТЕРИАЛОВ И ГЕОСРЕД: РАЗНООБРАЗИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ И МЕХАНИЗМОВ

Л.М. Богомолов¹, А.С. Закупин¹, В.Н. Сычев²

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

² Научная станция РАН, г. Бишкек, Киргизия

bogomolov@imgg.ru

Итогом исследований, проведенных в конце XX – начале XXI века, стало признание факта, что на сейсмический режим могут оказывать влияние внешние факторы, как квазистационарные, так и динамические. Наведенная и/или триггерная сейсмичность при квазистационарных воздействиях (изменение уровня водохранилищ, закачка и откачка жидкостей в глубоких скважинах) отмечалась чаще, и, по-видимому, имеет наибольшее практическое значение. Кратковременный прирост сейсмической активности при динамических воздействиях был продемонстрирован на примере влияния сильных землетрясений на расстояниях, значительно превышающих размеры афтершоковой зоны (сотни и даже тысячи км). При этом реализуется именно триггерный эффект от сравнительно слабых возмущений ввиду расходимости фронта и поглощения энергии сейсмических волн первичного события. Классическими примерами являются случаи землетрясения Ландерс, Калифорния 28.06.1992, $M_w = 7.3$ и землетрясения на разломе Денали, Аляска 3.11.2002 г., $M_w = 7.9$. Подобные случаи активации сейсмичности обращают на себя особое внимание, так как это редкие для сейсмологии и геодинамики эпизоды, когда хорошо известно место и время воздействия фактора–причины. На примере землетрясения Денали было аргументировано, что в качестве такого фактора может выступать приход рэлеевских волн. В докладе представляются новые примеры триггерного эффекта от удаленных землетрясений. Эти примеры позволяют провести оценки скорости смещения, v , в сейсмических волнах, которые вызвали активацию. С точностью до порядка величины показано, что для регионов, где наблюдалась триггерная сейсмичность, $v \sim$ мм/с, чему соответствует фигурирующее в известных выражениях для магнитуды отношение $A/T \sim 0.15$ мм/с (A – амплитуда смещения, T – характерный период). Этому соответствует амплитуда колебаний давления $\Delta p \sim \rho V_s v \sim 5 \cdot 10^3$ Па (произведение плотности, ρ , на скорость поперечных волн V_s есть акустическая жесткость). В лабораторных экспериментах активация акустической эмиссии (аналог триггерной сейсмичности) наблюдалась при воздействии вибраций с меньшей амплитудой давления.

В работах прошлых лет интерпретация «триггера» связывалась с небольшой добавкой напряжения, которая переводит процесс в очаге готовящегося землетрясения в стадию быстрой подвижки. Проводилась аналогия с «последней каплей воды», переполняющей чашу. Однако такой подход дает лишь качественное объяснение, и его недостаточность очевидна. С точки зрения нелинейной динамики, и теории катастроф, изменение режима под влиянием «триггеров» – пример окологренического поведения систем, в которых существует несколько равновесных состояний. Переход из одного состояния в другое происходит при совместном влиянии регулярных факторов и флуктуаций. Если разница в энергии невелика, проявляется окологреническое поведение. Известны модели стохастического резонанса, объясняющие возрастание вероятности перехода к новому равновесию даже при «гомеопатическом» воздействии. Условием стохастического резонанса является совпадение периодичности воздействия и времени ожидания перехода. Данных натуральных наблюдений пока недостаточно, чтобы попытаться объяснить стохастическим резонансом триггерный эффект удаленных землетрясений.

УДК 551.24:550.34(265.54)

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

М.А. Васильева

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан, Россия
mahaonn2008@mail.ru

Япономорский регион расположен на стыке 3 литосферных плит: Тихоокеанской, Охотоморской и Филиппинской. К востоку от Японских островов выявлены фрагменты параплиты Янцзы [5], которые диагностируются по докембрийским и архей-протерозойским блокам в пределах Центральной части Японского моря и острова Хонсю (рис. 1 а). Пространственные характеристики сейсмичности Япономорского региона ранее исследовались, в основном, по расположениям гипоцентров землетрясений в сейсмофокальных зонах (СФЗ) в вертикальных разрезах тектоносферы [1, 2, 4, 7]. В исследуемом регионе выражены 2 сейсмофокальные зоны, образующие сейсмофокальный ромб [1]. Кроме того, были обнаружены изометричные вертикальные скопления гипоцентров – «сейсмические гвозди» [6]. За исключением зон разломов и субдукции магнитуды землетрясений редко используются с целью расшифровки глубинного строения литосферы.

Наши исследования, основанные на анализе 3D-моделей распределений гипоцентров и магнитуд землетрясений, дают возможность проследить связь сейсмических событий с объемным геологическим строением исследуемой территории в непрерывном пространстве. Как показал опыт моделирования 3D-распределений магнитуд [2, 3], слоям, зонам и областям повышенных и высоких магнитуд соответствуют блоки и террейны, сложенные древними кристаллическими комплексами. Низкие значения осредненных магнитуд наблюдаются в рифтогенных структурах, под вулканическими поясами и в подкупольных зонах плюмов. Таким образом, размещение и интенсивность землетрясений зависят от реологических свойств тектоносферы. Исходными данными для рассматриваемых ниже моделей являются ежегодные сейсмические каталоги Геофизической службы РАН [9].

В нижнем слое земной коры Япономорского региона (интервал глубин 34 - 40 км), резким скачком магнитуд землетрясений выявляется нижнекоровая граница (рис. 1 б) Тихоокеанской литосферной плиты с островной дугой. Она смещена в северо-западном направлении, относительно приповерхностной границы, что может рассматриваться в качестве признака пододвигания океанической коры под островодужные структуры. В вертикальных разрезах 3D-модели распределения магнитуд землетрясений отображается реологическая расслоенность тектоносферы (рис. 1 в, г). Повышенными значениями магнитуд маркируются слои повышенной вязкости: первый слой (рис. 1 в, г) до глубины 15 км расположен под островной дугой и Тихоокеанской Северо-Западной котловиной; второй (рис. 1 в, г) – в интервале глубин 20 – 40 км под котловиной Японского моря; третий (рис. 1 в, г) – в интервале глубин 130 – 200 км. Жесткие сейсмические слои разделены слоями пониженной вязкости, вероятно обладающие повышенной пластичностью, или текучестью.

Выполненные исследования обнаружили противоположные тренды сейсмогенных тектонических напряжений (рис. 2). В нижней коре (рис. 2 а, б), интервале глубин 34 – 70 км, регистрируются 2 основных направления оси сейсмогенного тектонического напряжения. В пределах Японского моря ось тектонического напряжения направлена в сторону Тихого океана, в пределах Тихого океана – в сторону континента. Ниже в подстеносферной мантии (рис. 2 в, г), диапазон глубин 141 – 200 км, все оси напряжения ориентированы в сторону континента.

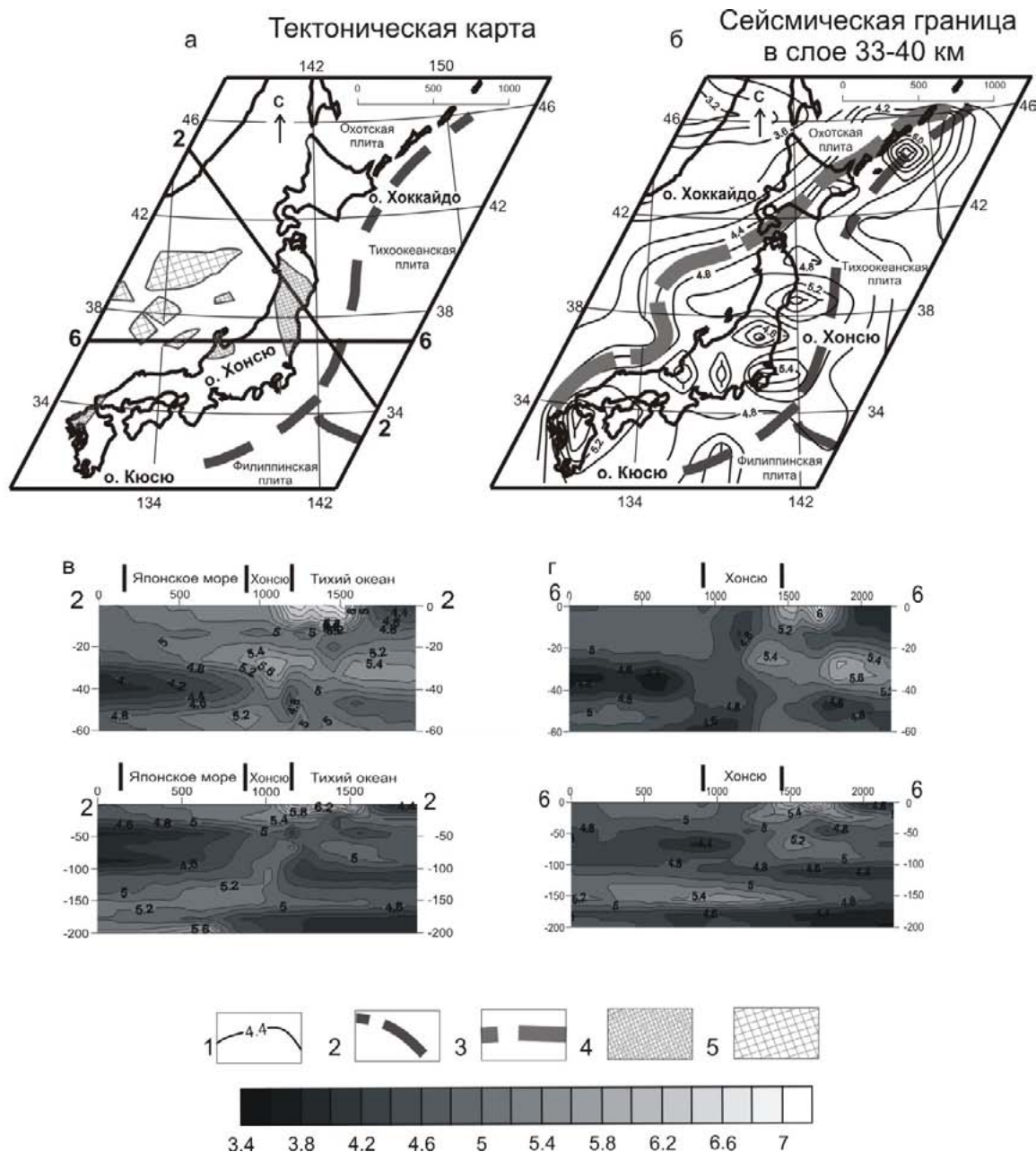


Рис. 1. Тектоническая карта с сейсмической границей и реологической расчлененностью Япономорской зоны:
 1 – магнитуды землетрясений; 2 – границы литосферных плит; 3 – сейсмическая граница;
 4 – континентальные блоки Япономорской впадины с архейско-ранепротерозойским фундаментом параплиты Янцзы [5]; 5 – докембрийские блоки параплиты Янцзы [5].

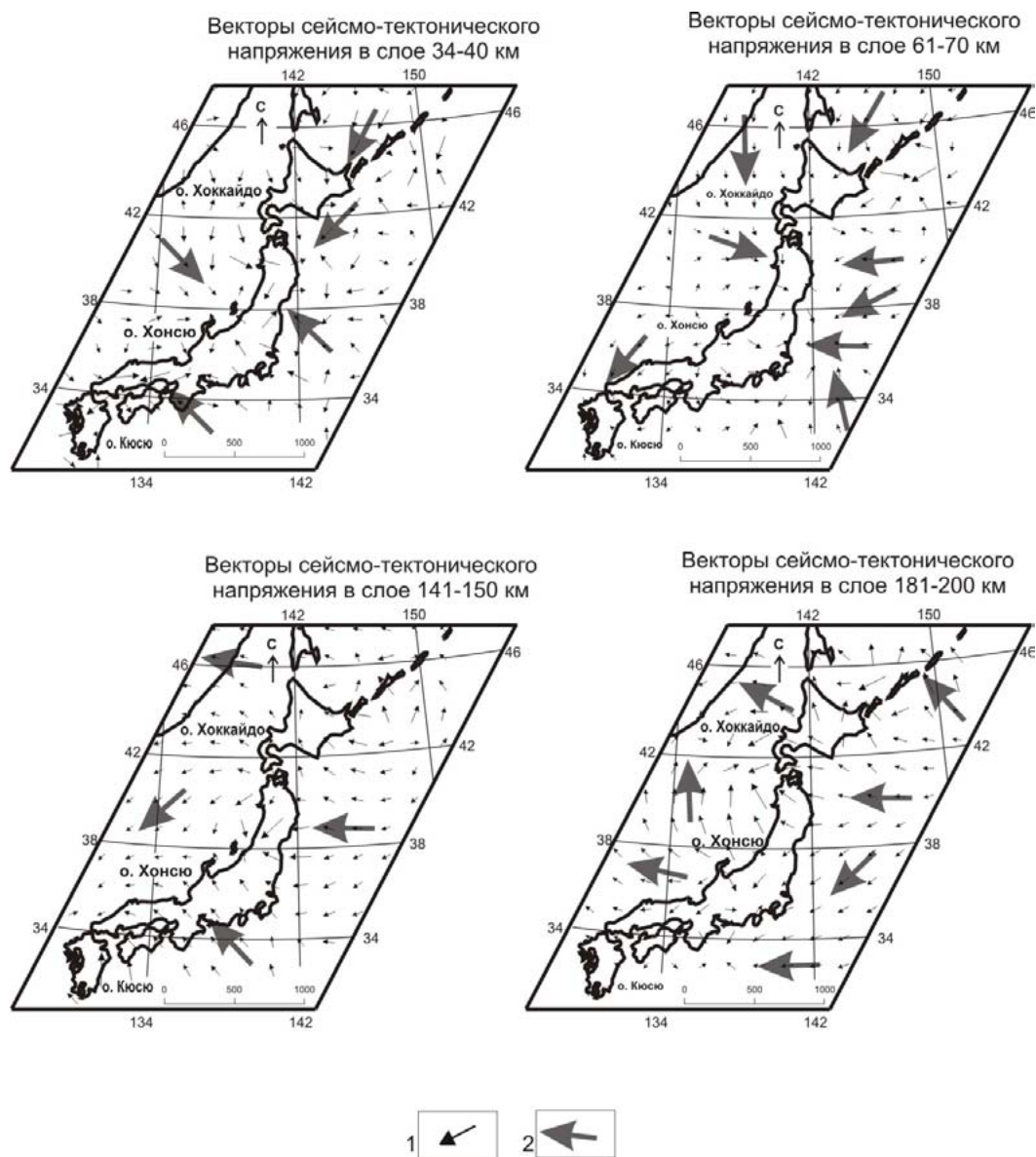


Рис. 2. Направления сеймотектонических напряжений в земной коре и верхней мантии Япономорского региона:

- 1 – локальные векторы сейсмо-тектонических напряжений, соответствующие трендам магнитуд,
2 – региональные векторы сейсмо-тектонических напряжений.

В Япономорском регионе гипоцентры землетрясений в плане и по вертикали распределены неравномерно и почти все они приурочены к тихоокеанскому побережью Японии (рис. 3). Сейсмофокальная зона неоднородна по простиранию, что обусловлено прерывистостью зоны субдукции. Регистрируются три линейные зоны концентрации гипоцентров землетрясений: на южном отрезке Курильской островной дуги (интервал глубин 34 – 200 км), на северо-восточном побережье (34 – 90 км) и в средней части острова Хонсю (34 – 90 км). Отрезки сейсмофокальной зоны разорваны и ориентированы под углом друг другу. Сопоставление роев гипоцентров в разных глубинных срезах литосферы указывает на вертикальное положение локальных зон сейсмичности. В первой зоне, по линейной концентрации гипоцентров землетрясений регистрируется три смещения вертикальных осей сейсмичности. В диапазоне глубин 34 – 90 км (рис. 3 а, б) гипоцентры занимают одинаковое пространственное положение южнее Курильских островов. В интервале глубин 111 – 200 км (рис. 3 в) гипоцентры группируются под южным отрезком Курильской островной дуги. В диапазоне глубин 200 – 450 км (рис. 3 г) большая часть гипоцентров расположена севернее Курильских островов, но малое количество гипоцентров не

дает возможности определить положение сейсмофокальной оси. Ниже глубины 450 км, в первой зоне, гипоцентры землетрясений отсутствуют. Во второй зоне, в диапазоне 34 – 60 км (рис. 3 а), линейная ось концентрации гипоцентров землетрясений занимает близ меридиональное положение на побережье Северо-Восточного Хонсю. В интервале глубин 61 – 90 км ось гипоцентров смещается к западу (рис. 3 б). Третья зона глубокофокусной сейсмичности северо-западного простирания (поперечная к островной дуге). Гипоцентры занимают одинаковое положение в интервале глубин 34 – 110 км (рис. 3 а, б).

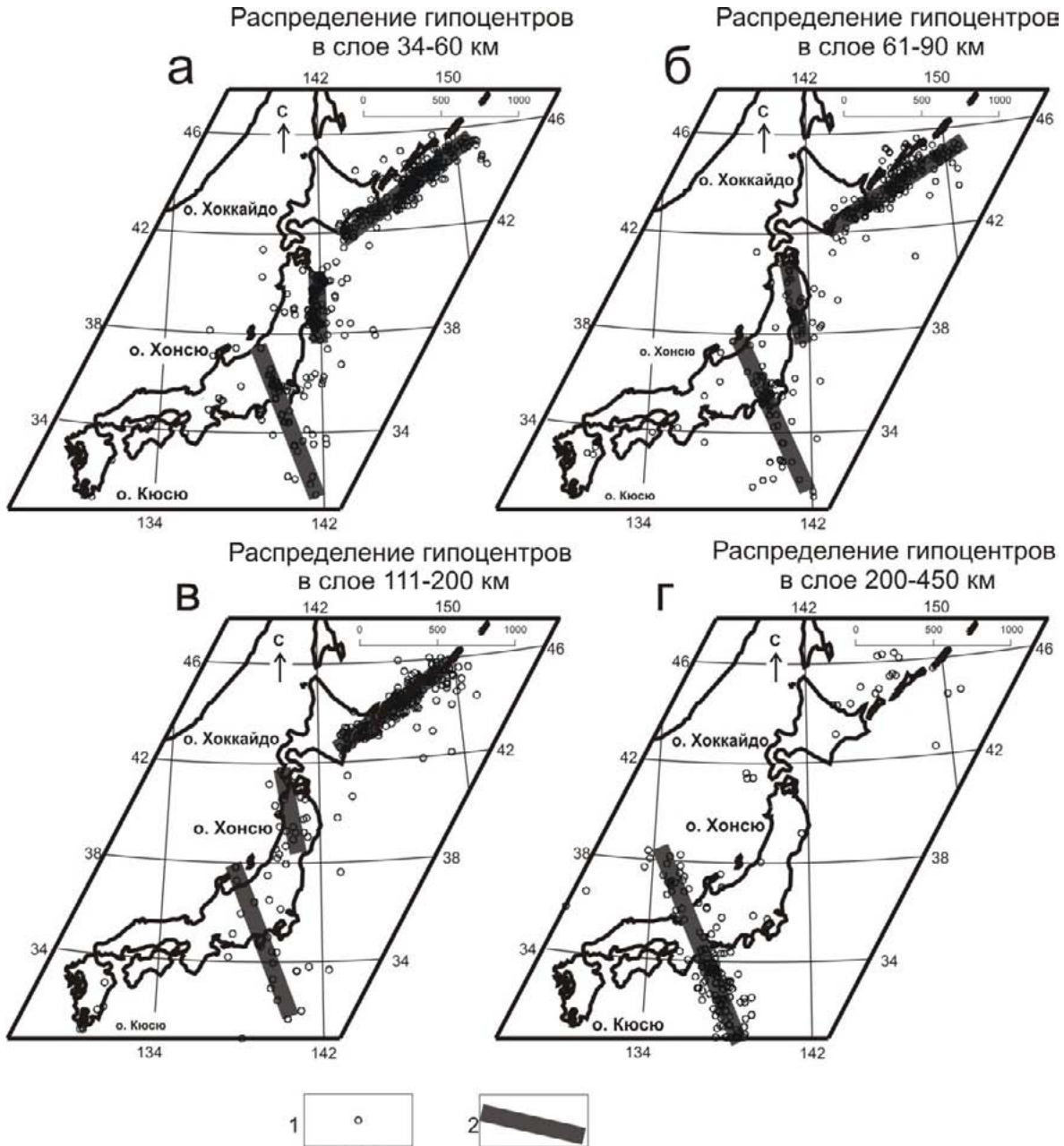


Рис. 3. Структура Японской сейсмофокальной зоны по распределениям гипоцентров землетрясений: 1 - гипоцентры землетрясений; 2 - фрагменты сейсмофокальной зоны.

Ниже, в диапазоне глубин 111 – 200 км и (рис. 3 в) ось сейсмической зоны смещается к юго-западу. В интервале глубин 200 – 450 км (рис. 3 г) регистрируется резкое смещение концентрации гипоцентров к юго-западу. Она маркирует Восточный-Нампо-Танакура-Востоcho-Япономорский сейсмо-линеамент [8].

ВЫВОДЫ

В результате анализа 3D-модели поля сейсмичности Японских островов и окружающих акваторий обнаружены новые особенности зоны субдукции Тихоокеанской плиты под островную дугу, характеризующиеся разрывами и горизонтальными смещениями осей сейсмичности в разных глубинных диапазонах (ломаная линия СФЗ).

Северные отрезки СФЗ характеризуются северо-западным наклоном осей сейсмичности, что соответствует известным признакам субдукции Тихоокеанской литосферы. Южный отрезок СФЗ характеризуется юго-западным наклоном оси сейсмичности. Взаимное расположение фрагментов СФЗ характеризуется признаками трансформного сдвига.

В вертикальных разрезах 3D-модели распределения магнитуд землетрясений наблюдаются отчетливые признаки расслоения тектоносферы Япономорского региона. В нижней коре маркируется сейсмологическая граница между Тихоокеанской плитой и Японской островной дугой. Она смещена к северо-западу от тектонической границы. Выполненные исследования обнаружили противоположные тренды сейсмогенных тектонических напряжений: в нижнем слое земной коры Японского моря вектор сейсмогенных напряжений ориентирован в направлении к Тихому океану, а в подастеносферной мантии – к континенту. В пределах северо-западной котловины Тихого океана ось главного напряжения направлена к континенту в широком диапазоне глубин (0–450 км).

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В. А. Зоны землетрясений. М.: Мысль, 2000. 461 с.
2. Губанова М.А. Петрищевский А.М. Гравитационные и сейсмологические признаки реологического расслоения литосферы Дальневосточных окраин России // Литосфера. 2014. № 6. С. 150-161.
3. Губанова М.А. Петрищевский А. М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья Манчжурии // Региональные проблемы. 2011. Т. 14, №. 2. С. 51-56.
4. Дальневосточные моря России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования / гл. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. 503 с.
5. Изосов Л.А. Перспективы алмазности Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент-океан: новые данные и проблемы // Региональные проблемы. 2010. Т. 13, № 2. С. 45-61.
6. Захаров В.С., Карпенко А.И., Завьялов С.П. Особенности сейсмических «гвоздей» в разных геодинамических обстановках // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2013. № 1. С. 11-18.
7. Тараканов Р.З. Обобщенная скоростная модель зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (уточненный вариант) // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26-29 сентября 2000 г. / под ред. Ф.Г. Корчагина. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 72-91.
8. Уломов. В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Изд-во «Фан» УзССР, 1974. 110 с.
9. <http://www.ceme.gsras.ru/>

УДК 550.839+ 551.243+ 550.394.4

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ САРМА (ЮГ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

А.С. Гладков¹, О.А. Лунина^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия;

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
gladkov@crust.irk.ru

В 50–70-х гг. прошлого века юг Восточной Сибири служил полигоном для становления и развития палеосейсмогеологического метода, развиваемого группой иркутских ученых под руководством Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко. В это время здесь в зонах активных разломы были выявлены и охарактеризованы многочисленные палеосейсмодислокации, что позволило решить задачи по сейсморайонированию данной территории. В тоже время, в силу объективных причин, большая часть дислокаций была изучена только путем картирования на дневной поверхности. Подобный уровень знаний уже не отвечает современным требованиям. Поэтому необходимо проведение работ по детальному изучению строения разрезов известных сейсмодислокаций с помощью современных методов. Одним из таких методов является подповерхностное радиолокационное зондирование геологической среды, активно развиваемое в последние десятилетия. В настоящей работе рассматриваются первые результаты применения этого метода для изучения сейсмодислокации Сарма.

Данная структура была выделена в 60-х годах прошлого века на левом берегу р. Сарма в районе ее впадения в оз. Байкал. Согласно имеющимся данным [3] она локализована в зоне активного Приморского разлома и представлена серией рвов и сбросовых уступов, которые образуют три ступени (Хребтовую, Пьедестальную и Приозерную) северо-восточного простирания. Размеры сейсмодислокации в плане около 6×2 км при значительных амплитудах, проявленных в ее пределах сбросовых разрывов, которые оценены от первых метров до ста и более метров. Очевидно, что столь значительные перекосы в параметрах структуры обусловлены отсутствием данных о продолжении сейсмодислокации по простиранию и, возможно, наложением следов нескольких крупных палеособытий. Поэтому целью наших работ было изучение с помощью метода георадиолокации деформаций в пределах Пьедестальной ступени, а также на правобережье р. Сарма на участке предполагаемого продолжения сейсмодислокации в подножье уступа Приморского хребта.

Физические основы используемого метода и особенности его применения в геологии рассмотрены в ряде работ [1, 2]. При проведении работ использовался георадар ОКО-2 с антенными блоками АБ-90 и АБ-250М. Первый из них, согласно технической спецификации, имеет частоту 90 МГц, максимальную глубину зондирования 16 м при разрешающей способности 0.5 м. Характеристики второго составляют 250 МГц, 8 м и 0.25 м соответственно. Обработка полученных данных выполнялась в программе GeoScan32.

Летом 2014 г. в пределах фронтального уступа и собственно Пьедестальной ступени было создано четыре профиля длиной по 170 м. Кроме того, на правобережье р. Сарма, у подножия уступа Приморского разлома работы проводились по пяти профилям длиной по 80 м, ориентированным вкрест простирания предполагаемого сейсмогенного рва. На каждом из профилей последовательно выполнены наблюдения при помощи указанных антенных блоков.

ОБРАБОТКА СОБРАННЫХ ДАННЫХ ПОЗВОЛИЛА СДЕЛАТЬ СЛЕДУЮЩИЕ ВЫВОДЫ:

1. В пределах фронтального уступа и педимента Пьедестальной ступени дислокации на разрезах выделяются смещения георадарных комплексов, которые могут соответствовать частным сбросовым разрывам с величинами амплитуд до первых метров.

2. Предполагаемый сейсмогенный ров в подножье Приморского хребта фиксируется на радарограммах в виде клиновидной структуры шириной 15–20 м, осложняющей строение георадарных комплексов. Северо-западное крыло клина может интерпретироваться как сбросовый разрыв с амплитудой порядка первых метров.

Таким образом, выполненные георадиолокационные исследования позволили получить новую информацию о строении сейсмодислокации Сарма и проследить ее продолжение на правый берег одноименной реки.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 14-17-00007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию: уч. пособие. М.: Издательство МГ, 2004. 153 с.
2. Davis J.L., Annan A.P. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and stratigraphy // *Geophysical Prospecting*. 1989. Vol. 37. P. 531-551.
3. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / под ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.

УДК 550.343/344

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГЛУБИННЫХ И ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА ИСХОДНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В.И. Джурик, С.П. Серебренников, А.Н. Шагун

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
dzhurik@crust.irk.ru

Природные и техногенные факторы при освоении северо-востока Азии и его южных районов являются определяющими для оценки уровня сейсмической опасности грунтов. Сейсмичность района, находящегося в области вечной мерзлоты, оценивается в 8 - 9 и более баллов [4]. Поэтому, в итоге мы рассматриваем его оценку для двух возможных вариантов: естественного состояния мерзлых грунтов для определенной территории и на случай их деградации. Основой для таких оценок является сравнительный анализ проявления сейсмичности при сильных землетрясениях в районах сплошного распространения мерзлых грунтов и в переходных зонах от мерзлых к талым [1].

Путем построения набора моделей и реализации расчетов изучена в первом приближении динамика сейсмической опасности территорий, расположенных в зонах сплошной и островной мерзлоты. При изучении использовались макросейсмические сведения по сильным землетрясениям, данные комплекса инструментальных измерений и теоретические расчеты с использованием, при формировании исходного сигнала, записей местных, относительно сильных землетрясений [3].

Изучено влияние глубинных и приповерхностных неоднородностей на расчетные параметры сейсмических воздействий. Для построения расчетных сейсмических моделей использовались данные, полученные по ГСЗ и при проведении работ по сейсмическому микрорайонированию с использованием данных регистрации землетрясений, средне- и малоглубинной сейсморазведки и электроразведки на различных участках северо-восточного фланга БСЗ. Это позволило получить общие представления о сейсмических свойствах наиболее распространенных грунтов северо-востока БСЗ по наиболее вероятным их значениям (рис. 1). Общая закономерность изменений основных параметров грунтов с учетом их состава и состояния, которая в дальнейшем использовалась для построения расчетных моделей, следующая.

Наибольшие значения скоростей распространения продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн характерны для скальных грунтов. В мерзлых грунтах (V_p) и (V_s) во многих случаях значительно выше, чем в талых. Среди талых грунтов повышенными значениями скоростей обладают обводненные грунты. Отношение максимальных амплитуд колебаний исследуемых и эталонных грунтов при землетрясениях ($A_i/A_э$) у талых грунтов больше чем у мерзлых, но значительно меньше, чем у водонасыщенных. Соответственно, сейсмическая опасность мерзлых грунтов меньше, или сравнима с талыми, но зависит от их температуры.

Исследованы особенности проявления сейсмичности в криолитозоне на основе изучения физико-механических характеристик грунтов и последствий сильных землетрясений, а также с помощью сравнительного анализа параметров сейсмических сигналов для слоев горных пород различного состояния.

Само изменение параметров проявления сейсмичности связано и может определяться изменением скоростей сейсмических волн, удельного электрического сопротивления грунтов (УЭС), мощностью мерзлоты и понижением температуры при переходе от южных районов к северным. Это положение подтверждает анализ характера распределения изосейст сильных

землетрясений, которые определяют различную степень затухания балльности с расстоянием для зон сплошной и островной мерзлоты. Если брать северное направление и южное, затухания балльности различаются в 1.5–2 раза. Однако это существенно для изосейст < 6 баллов. Для изосейст > 6–7 баллов их характер оценивается в основном силой землетрясения, глубиной очага и его механизмом. Но и в этих зонах встречаются пункты, расположенные на одном расстоянии с различной степенью проявления сейсмичности, достигающей одного балла. Это связано с физическими свойствами мерзлоты в основаниях исследуемых сооружений [2].

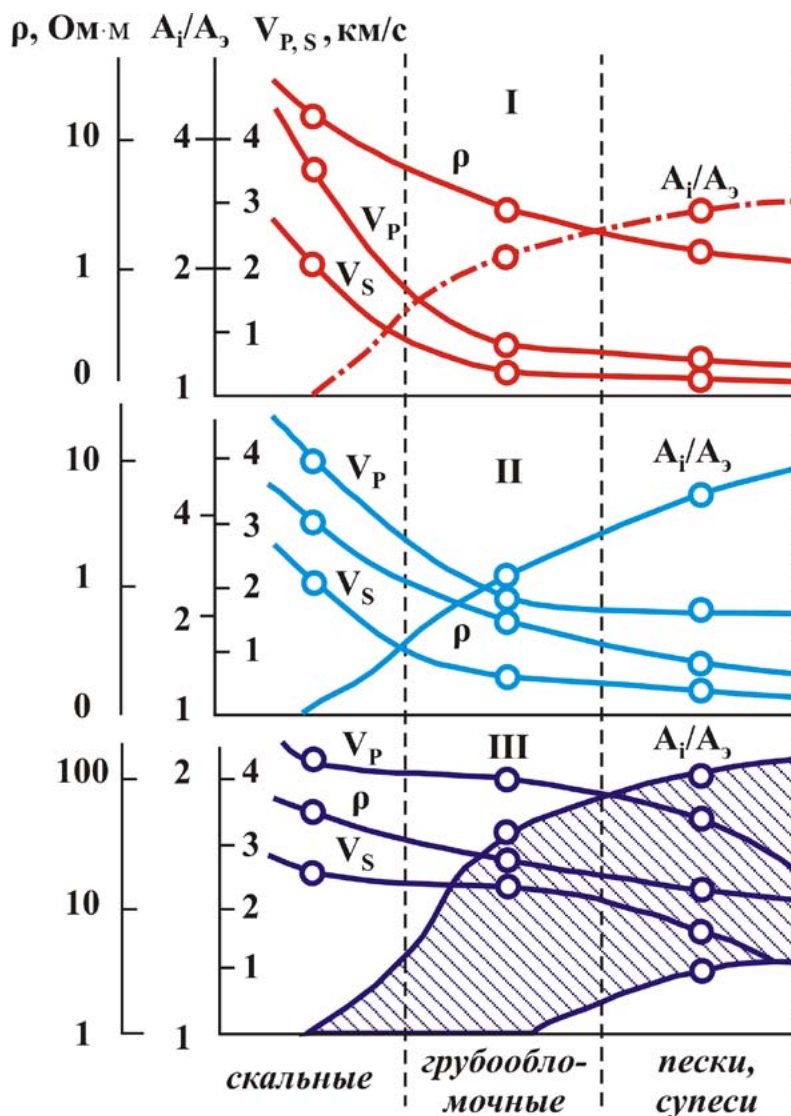


Рис. 1. Изменение скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, удельного электрического сопротивления (ρ) и отношения максимальных амплитуд (A_i/A_3) в зависимости от состава и состояния грунтов северо-восточного фланга БРЗ.

I – воздушно-сухое, II – обводненное, III – мерзлое; кружками обозначены наиболее вероятные значения; заштрихованная область - изменение A_i/A_3 для мерзлых грунтов.

Поведение изучаемых геологических сред в различных климатических зонах описывалось акселерограммами, частотными характеристиками и спектрами колебаний грунтов. Нами для каждой зоны производилось сопоставление рассчитанных частотных характеристик с частотными характеристиками, полученными по записям близких землетрясений. Так, на твердых консолидированных грунтах большой мощности наибольшие изменения исходного сигнала можно ожидать на относительно низких частотах. Влияние структурных неоднородностей и неоднородностей верхней зоны разреза на интенсивность сейсмических

колебаний разделяется достаточно надежно. Первые из них проявляются на частотных характеристиках, рассчитанных для моделей твердых грунтов, построенных по данным ГСЗ, а вторые – по данным малоглубинной геофизики и ГСЗ [4].

Анализ результатов приводит к выводу о снижении влияния неоднородностей верхней зоны разреза и увеличении влияния структурных неоднородностей на интенсивность исходного сейсмического сигнала с уменьшением частоты. В практическом плане это может служить основой для разработки принципов формирования сейсмических моделей эталона для районов, различающихся по сейсмическим, геологическим и мерзлотным условиям. При достаточно надежной изученности районируемой территории и при использовании расчетных и экспериментальных методов такой подход позволяет оценить изменение параметров колебаний рыхлой толщи по площади относительно «эталона». Все это приводит к выходу на количественную оценку сейсмической опасности территорий и необходимости использования данных глубиной геофизики для конкретных районов на стадии оценки исходной сейсмичности (ОСР), а на стадии детального сейсмического районирувания и микрорайонирувания – совместного использования данных ГСЗ, средне- и малоглубинной геофизики.

В результате получен набор параметров, характеризующих изменение сейсмической опасности грунтов при одинаковых сейсмических воздействиях для относительно северных и южных районов северо-востока Азии (или для различных ее климатических зон). Переход к южным районам или деградация мерзлоты приводят к усилению влияния приповерхностных неоднородностей. Их влияние становится значимым и сравнимым с влиянием глубинных неоднородностей на относительно малых периодах сейсмических колебаний.

Отмечается, что результаты представленного анализа могут быть спорными в некоторых деталях, поскольку в каждой климатической зоне анализировались записи своих местных землетрясений, регистрируемых постоянными и временными сейсмическими станциями. В то же время относительные изменения сейсмических колебаний, выявленные нами при сравнении экспериментальных и расчетных методов, достаточно уверенно определяют степень влияния глубинных и приповерхностных неоднородностей на динамические характеристики исходного сигнала в пределах рассматриваемых инженерно-сейсмологических частот.

Таким образом, проведенные исследования направлены на обеспечение сейсмической безопасности при проектировании строительных комплексов и протяженных линейных сооружений, охватывающих переходные зоны от сплошной мерзлоты к талым грунтам в районах северо-востока Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и инженерная сейсмология. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
2. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф. Оценка влияния природно-техногенных факторов на проявление сильных землетрясений в пределах криолитозоны // Криосфера Земли. 2004. Т. 8, №2. С. 40-47.
3. Джурик В.И. Сейсмогеологические, сейсмологические и инженерно-сейсмологические исследования лаборатории инженерной сейсмологии и сейсмогеологии ИЗК СО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 1, №1. С. 135-157.
4. Солоненко В.П. Особенности сейсмических проявлений в условиях вечной мерзлоты // Сейсмическое районирувание Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. С. 279-284.

УДК 550.34

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

А.В. Доманский

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
a.domansky@imgg.ru

При взаимном относительном перемещении блоков земной коры в областях их контактов накапливаются напряжения. Этот процесс накопления напряжений зависит как от подвижности земной коры, так и длительности контактов. При некоторой критической величине накопленные напряжения могут спонтанно высвободиться, и тогда происходит землетрясение. Антропогенное воздействие обуславливает возникающие внутри Земли дополнительные напряжения. Оно может повлиять на природные процессы, ускоряя накопление напряжений и увеличивая число природных землетрясений, или способствуя сбросу накопленных напряжений, служа «спусковым крючком» для уже подготовленного сейсмического события. В этом состоит суть наведенной сейсмичности. Она может быть двух видов: индуцированной (возбужденной) [1, 2] или триггерной (инициированной) [1, 2]. Второй тип наведенной сейсмичности наиболее опасен, поскольку обеспечивает землетрясение с максимально возможной для данного региона магнитудой [5].

В данной работе дано аналитическое решение задачи об изменении напряжений в горных породах, которые возникают при скважинной закачке или отборе флюида в упругом деформируемом пласте. Получена формула расчета вертикальных смещений земной поверхности в районе работы скважины. Для одиночной скважины показано, что в обычном диапазоне изменения параметров рост средней интенсивности касательных напряжений в пласте незначителен. Но с увеличением числа скважин и времени их работы изменение напряжений в горных породах может оказаться существенным и привести к проявлению эффекта наведенной сейсмичности.

Сделаем ряд допущений для математической формулировки задачи:

- мощность пласта значительно меньше толщины вышележащих горных пород;
- кровля и подошва пласта водонепроницаемы и жесткости кровли и подошвы пласта равны жесткости пласта;
- процесс упругой деформации пласта квазистационарный, зависимость напряжений от времени определяется начально-краевыми условиями и давлением жидкости;
- нормальные компоненты горного давления постоянны [3];
- упругая деформация и фильтрация осесимметричны, пласт полностью вскрыт.

Следует сказать, что задача ставится в довольно упрощенной постановке, но это позволяет получить простое решение, сохраняющее основные особенности процесса.

Для решения задачи применяется подход, основанный на концепции обобщенного плоского напряженного состояния [4]. Область фильтрации дана на рисунке 1. С учетом сделанных предположений по толщине пласта $[-H/2, H/2]$ проводится осреднение. Это позволяет записать уравнения фильтрации и упругости в полярных координатах в виде

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\kappa}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial p}{\partial r} \right), \quad p(r, 0) = p(\infty, t) = p_c, \quad \lim_{r \rightarrow 0} \left(r \frac{\partial p}{\partial r} \right) = \frac{Q\mu}{2\pi kH},$$

где p и μ – давление и вязкость флюида, p_c – начальное пластовое давление флюида, Q – объемный дебит скважины, причем при отборе флюида $Q > 0$ и $p_c > 0$, а при закачке флюида $Q < 0$ и $p_c = 0$, κ – коэффициент пьезопроводности, k и H – проницаемость и мощность

пласта, μ – вязкость флюида; уравнение равновесия в напряжениях для пластовых пород

$$\frac{\partial \sigma_r}{\partial r} + \frac{\sigma_r - \sigma_\theta}{r} = \frac{\partial p}{\partial r},$$

$$\sigma_r = \frac{Ev}{1-\nu^2} \left(\frac{\partial u}{\partial r} + \frac{u}{r} \right) + \frac{E}{1+\nu} \frac{\partial u}{\partial r} + \frac{\nu(\sigma_m + p)}{1+\nu}, \quad \sigma_\theta = \frac{Ev}{1-\nu^2} \left(\frac{\partial u}{\partial r} + \frac{u}{r} \right) + \frac{E}{1+\nu} \frac{u}{r} + \frac{\nu(\sigma_m + p)}{1+\nu},$$

$$\lim_{r \rightarrow \infty} \sigma_r = \lim_{r \rightarrow \infty} \sigma_\theta = \sigma, \quad \lim_{r \rightarrow 0} u = 0, \quad u < \infty,$$

где σ_r и σ_θ – радиальная и тангенциальная компоненты напряжения, σ_m и σ – постоянные вертикальное и боковое горные давления, u и ω – радиальная и вертикальная компоненты смещения, E и ν – модуль Юнга и коэффициент Пуассона для пластовой породы. Градиент давления p играет роль внешней массовой силы. Решение задачи фильтрации имеет вид

$$p(r,t) = p_c - \frac{Q\mu}{4\pi kH} (-\text{Ei}(-\xi)), \quad -\text{Ei}(-\xi) = \int_{\xi}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx, \quad \xi = \frac{r^2}{4\kappa t}, \quad (1)$$

где $-\text{Ei}(-\xi)$ – интегральная показательная функция. Решение задачи упругости такое:

$$u = \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{2E} r \left(p - p_c - \frac{Q\mu}{4\pi kH} \frac{1-e^{-\xi}}{\xi} \right), \quad (2)$$

$$\sigma_r = \frac{1+2\nu}{2} (p - p_c) + \frac{1-2\nu}{2} \frac{Q\mu}{4\pi kH} \frac{1-e^{-\xi}}{\xi} + \sigma, \quad \sigma_\theta = \frac{1+2\nu}{2} (p - p_c) - \frac{1-2\nu}{2} \frac{Q\mu}{4\pi kH} \frac{1-e^{-\xi}}{\xi} + \sigma,$$

$$\sigma_z = \sigma_m + p, \quad \sigma = \frac{\nu}{1-\nu} (\sigma_m + p), \quad \omega(r,t) = \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{2E} \frac{Q\mu}{4\pi k} \text{Ei}(-\xi).$$

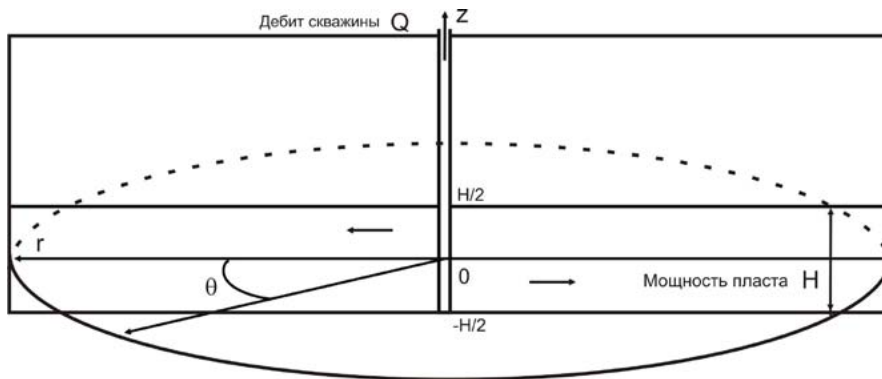


Рис. 1. Область фильтрации.

С учетом (1) радиальное смещение (2) запишем в безразмерном виде

$$U \equiv u \frac{8E\pi kH}{(1+\nu)(1-2\nu)Q\mu\sqrt{4\kappa t}} = \sqrt{\xi} \left(-\text{Ei}(-\xi) + \frac{1-e^{-\xi}}{\xi} \right).$$

Функция U немонотонно зависит от ξ (рис. 2). Максимум радиального смещения

$$u_{\max} = 0,97 \frac{(1+\nu)(1-2\nu)Q\mu}{4\pi E kH} \sqrt{\kappa t} \text{ достигается при } r = 1,13\sqrt{\kappa t}.$$

Это значит, что при любом моменте времени t найдется такое значение радиуса r , при котором радиальное смещение u будет иметь максимальное значение. Если $r \rightarrow \infty$ и $r \rightarrow 0$, то радиальное смещение стремится к нулю и потому есть максимум u . Таким образом, радиальное смещение распространяется в виде своеобразной волны.

Интенсивность касательных напряжений определяется формулой

$$\tau(r, t) = 2\sqrt{(\tau_{r\theta}^2 + \tau_{zr}^2 + \tau_{z\theta}^2)/6} = \frac{(1-2\nu)Q|\mu}{8\pi kH} \sqrt{\left(\frac{1-e^{-\xi}}{\xi}\right)^2 + \frac{1}{3}\left(\frac{8\pi(\sigma_m + p_c)kH}{(1-\nu)Q\mu} + Ei(-\xi)\right)^2}.$$

Здесь $\tau_{r\theta}$, τ_{zr} , $\tau_{z\theta}$ – модули максимальных касательных напряжений. Интенсивность касательных напряжений при $Q < 0$ монотонно растет с уменьшением ξ , а при $Q > 0$ имеет максимум и минимум. Эти экстремальные значения зависят от параметров задачи, но при заданных значениях параметров интенсивность касательных напряжений зависит только от автомодельной переменной ξ .

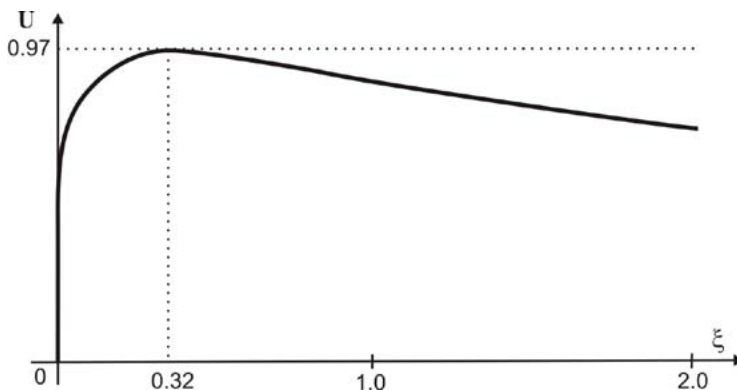


Рис. 2. Функция безразмерного смещения.

Если в области течения флюида есть прямолинейный непроницаемый разлом, то методами отображения источников и стоков – зеркального отображения скважин относительно непроницаемой границы, и суперпозиции посредством введения фиктивных скважин можно найти искомые параметры задачи для любой точки полуплоскости. Для этого достаточно рассчитать параметры задачи при работе двух симметричных относительно разлома скважин во всей плоскости (рис. 3). В частности, давление флюида у разлома в два раза меньше (при отборе жидкости) по сравнению со случаем отсутствия разлома, а результирующий вектор смещения направлен по касательной к линии разлома. Снижение давления флюида увеличивает напряжение в пластовых породах в области разлома, и при этом вектор смещения направлен по касательной к границе разлома. В случае нескольких скважин это создает предпосылки к сдвигу породы вдоль разлома и возникновению сейсмического момента.

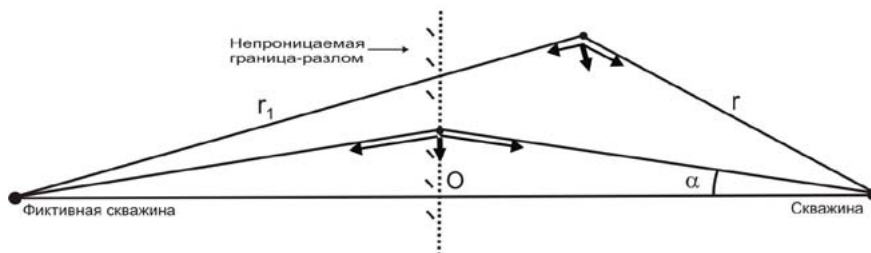


Рис. 3. Течение в области с разломом.

Безразмерная средняя интенсивность касательных напряжений Γ на расстояние R от скважины определится формулой

$$\Gamma = \frac{8\pi kH}{(1-2\nu)Q|\mu} \frac{2}{R^2} \int_0^R r\tau(r, t) dr = \frac{2}{R^2} \int_0^R r \sqrt{\left(\frac{1-e^{-\xi}}{\xi}\right)^2 + \frac{1}{3}\left(\frac{8\pi(\sigma_m + p_c)kH}{(1-\nu)Q\mu} + Ei(-\xi)\right)^2} dr.$$

На рис. 4 приведен график Γ при значениях параметров $\sigma_m + p_c = 36$ МПа, $\kappa = 0,25$ м²/с, $Q = 0,2$ м³/с, $\nu = 0,3$, $k = 0,2 \cdot 10^{-12}$ м², $\mu = 2 \cdot 10^{-3}$ Па·с, $R = 5 \cdot 10^3$ м, $H = 50$ м. В этом случае величина $(1 - 2\nu)Q\mu / (8\pi kH) = 0,637$ МПа. За восемь лет работы скважины относительное изменение средней интенсивности касательных напряжений составило 6,47%, а абсолютный прирост интенсивности равен 0,86 МПа. В случае нескольких скважин прирост интенсивности будет примерно равен сумме интенсивностей от каждой скважины в случае достаточно близкого расположения скважин.

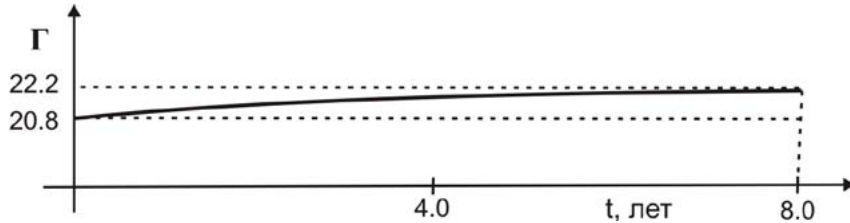


Рис. 4. Средняя интенсивность касательных напряжений.

По теореме косинусов $r_i^2 = r^2 + l_i^2 - 2rl_i \cos(\varphi - \alpha_i)$, и касательное напряжение τ_i в точке M есть функция переменных r и φ : $\tau_i(r, \varphi) = \tau_i(r^2 + l_i^2 - 2rl_i \cos(\varphi - \alpha_i))$, рис. 5. Общее касательное напряжение τ в точке M от действия n скважин будет равно $\tau = \sum_{i=1}^n \tau_i(r, \varphi)$. Среднее касательное напряжение τ_o в круге радиуса R будет равно

$$\tau_o = \frac{1}{\pi R^2} \int_0^{2\pi R} \int_0 \tau(r, \varphi) r dr d\varphi.$$

Если в области течения есть непроницаемый разлом, то введение фиктивных скважин, симметричных относительно действующих, позволяет найти среднюю интенсивность касательных напряжений и для случая течения в области с непроницаемым разломом.

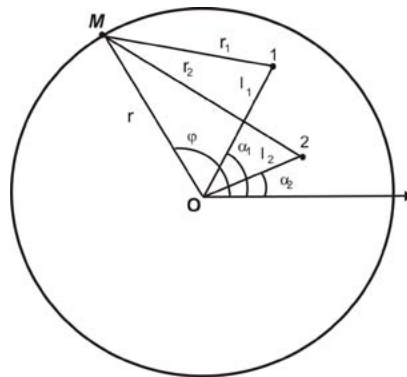


Рис. 5. Схема расчета средней интенсивности касательных напряжений от нескольких скважин.

Пусть $E = 2 \cdot 10^9$ Па, $\kappa = 0,25$ м²/с, $Q = 0,2$ м³/с, $k = 0,3 \cdot 10^{-12}$ м², $\mu = 10^{-3}$ Па·с, $\nu = 0,3$.

Тогда вертикальные смещения будут определяться следующей таблицей:

ω (см), $t = 0,5$ лет	2,5	4,7	7,9	11,0	ω (см), $r = 10$ м	7,9	9,4	10,2	10,6
ω (см), $t = 1,0$ лет	2,9	5,2	8,3	11,5	ω (см), $r = 100$ м	4,7	6,3	7,0	7,4
ω (см), $t = 5,0$ лет	4,1	6,3	9,4	12,6	ω (см), $r = 500$ м	2,5	4,1	4,8	5,2
r (м)	500	100	10	1	t (лет)	0,5	5	15	30

Видно, что с ростом расстояния от скважины вертикальные смещения уменьшаются, а с увеличением времени работы скважины они растут, при этом наиболее сильно значения вертикальных смещений увеличиваются в первый год работы скважины.

При нескольких работающих скважинах по принципу суперпозиции вертикальные смещения соответственно складываются и могут достигать значительных величин. Это означает, что блок, который вмещает в себя месторождение, будет облегчен и его сцепление с окружающими породами будет ослаблено. Тогда взаимное действие двух факторов – сдвиг-смещение по касательной пород в окрестности разлома и ослабленное сцепление с нижележащими породами, может в конечном итоге привести к разрядке напряжений, то есть к землетрясению.

Таким образом, в рамках модели обобщенного плоского напряженного состояния упругой деформируемой среды дано решение задачи по определению смещений и напряжений в пласте, вызванных отбором (закачкой) флюида в скважины, получены формулы расчета интенсивности касательных напряжений в пласте, которые возникают при отборе (закачке) флюида в пласт и даны оценки вертикальных смещений в районе работающих скважин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б., Куликов В.И., Стром А.Л. Техногенно-индуцированные катастрофические процессы в земной коре // Изменение окружающей среды и климате. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 1: Сейсмические процессы и катастрофы / отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 100-126.
2. Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 49-68.
3. Николаевский В.Н., Басниев К.С. Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика насыщенных пористых сред. М.: Недра, 1970. 339 с.
4. Седов Л.И. Механика сплошных сред. Т. 2. М.: Наука, 1970. 568 с.
5. Тихонов И.Н. О наведенной сейсмичности на шельфе острова Сахалин вблизи Пильтун-Астохского нефтегазоконденсатного месторождения // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 59-63.

УДК 550.348+550.37 (571.642)

СЛАБЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В ДЕФОРМАЦИОННОМ ПОЛЕ ЗЕМЛИ КАК ИНСТРУМЕНТ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО САХАЛИНА)

А.С. Закупин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
dikii79@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Во многих работах ранее уже отмечалось, что деформационные процессы в земной коре, отражением которых, является сейсмический процесс, зависят от различных факторов естественной и антропогенной природы [1]. В частности, как показано в [6, 7], деформации, обусловленные лунно-солнечным взаимодействием (приливы), относятся к числу подобных факторов. В работе [6] для анализа влияния приливного фактора использовалась методика, основанная на изучении поведения критерия отклика нагрузки-разгрузки (в дальнейшем g), вычислении фактора Кулона – Мора по значениям приливных напряжений и построении временных распределений сейсмических событий по отношению к фазам этого фактора. При обращении к параметру g (отношение откликов среды на нагрузку/разгрузку) предполагается, что отношение сейсмичности во время увеличения приливных напряжений к сейсмичности на фазе их уменьшения имеет аномально высокие значения (больше 1) строго перед сильным сейсмическим событием. На этой стадии геосреда находится в околокритическом состоянии и становится более чувствительной к динамическим возмущениям, наподобие приливных нагрузок, по сравнению с обычным состоянием (соответствующем асейсмическому периоду). Примером может быть работа китайских ученых [6], где расчет параметра g проводился по высвобождению усредненной сейсмической энергии за периоды, когда градиент эффективного приливного напряжения соответственно положителен X_+ и отрицателен X_- . Временные зависимости отношения $g(t)$ строились для ряда эпицентральных областей сильных землетрясений, произошедших в Китае, Австралии и США (Калифорния). Было показано, что практически для всех случаев значения g существенно увеличивается перед событием, причем задержки составляют от нескольких месяцев до полутора лет. Представляет интерес апробация данной методики для Дальневосточного региона. Для этого в задачи работы, прежде всего, входит создание программного комплекса, реализующего алгоритмы последовательного расчета гравитационного потенциала, смещений, деформаций и напряжений, необходимых для расчета g , а также элементы визуализации (статичные и динамические графики g , карты эпицентров). С помощью разработанного комплекса обработаны данные каталога землетрясений по южной части о. Сахалин.

МЕТОДИКА

Отправной точкой метода анализа отношений откликов является несомненное положение, что на стадии упругого деформирования значения откликов одинаковы $X_+ = X_- (g = 1)$. Как только деформирование материала выходит за пределы упругости, X_+ становится больше X_- , и параметр g начинает возрастать. Это значение становится больше по мере того, как материал горной породы приближается к быстрой фазе образования макроразрыва, что можно интерпретировать как подкритическое поведение вблизи точки потери устойчивости. Как было уже упомянуто, подобные циклические фазы нагружения и разгрузки геосреды происходят как раз в результате действия гравитационных сил межпланетного взаимодействия. Алгоритм расчета приливных напряжений и определения фазы основан на расчёте тензора напряжений в

эпицентре каждого сейсмического события. Величины компонент тензора были вычислены с использованием значений смещений (деформаций), аналитически полученных в теориях [3, 4]. Для выделения нагрузочных и разгрузочных циклов используется уравнения линейной теории упругости (плоский случай) и критерий Кулона – Мора:

$$\sigma_{11} = (2 \cdot G / (1 - \nu)) \cdot (\epsilon_{11} + \nu \cdot (\epsilon_{22} - \nu \cdot (\epsilon_{11} + \epsilon_{33}))) \quad (1)$$

$$\sigma_{22} = (2 \cdot G / (1 - \nu)) \cdot (\epsilon_{22} + \nu \cdot (\epsilon_{11} - \nu \cdot (\epsilon_{22} + \epsilon_{33}))) \quad (2)$$

$$\tau_{12} = 2 \cdot G \cdot \epsilon_{12} \quad (3)$$

$$\tau_f = \tau_{12} + \sigma_{22} \cdot f \quad (4)$$

Здесь τ – касательное напряжение, σ – нормальное напряжение на произвольной площадке, проходящей через рассматриваемый элемент геосреды, G и ν – соответственно модули Юнга и Пуассона, а f – коэффициент трения. Согласно модели упругой абсолютно жесткой Земли применяются три константы со следующими значениями $G = 3 \cdot 10^4$ МПа, $\nu = 0.25$, $f = 0.6$. Огибающая уравнения (4) есть поверхность, определяющая напряженно-деформированное состояние. Часто левую часть данного уравнения называют эффективным касательным напряжением. Так вот нагружение среды будет определяться возрастанием τ_f , а разгрузка – уменьшением. Для расчёта γ можно использовать различные параметры, значения которых суммируются по событиям в положительной или отрицательной фазах. Мы реализовали функции расчета по деформации Беньоффа $B(t)$ (представляет собой корень из сейсмической энергии) и по количеству событий. В работе использован каталог землетрясений, предоставленный СФ ГС РАН [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Программный комплекс был реализован по принципу модульной архитектуры программирования. Интерфейс комплекса, алгоритмы расчетов и операции с файловой системой были реализованы на языке C++. В процессе работы над проектом использована среда разработки Borland C++Builder 6. Интерфейс комплекса приведен на рисунке 1.

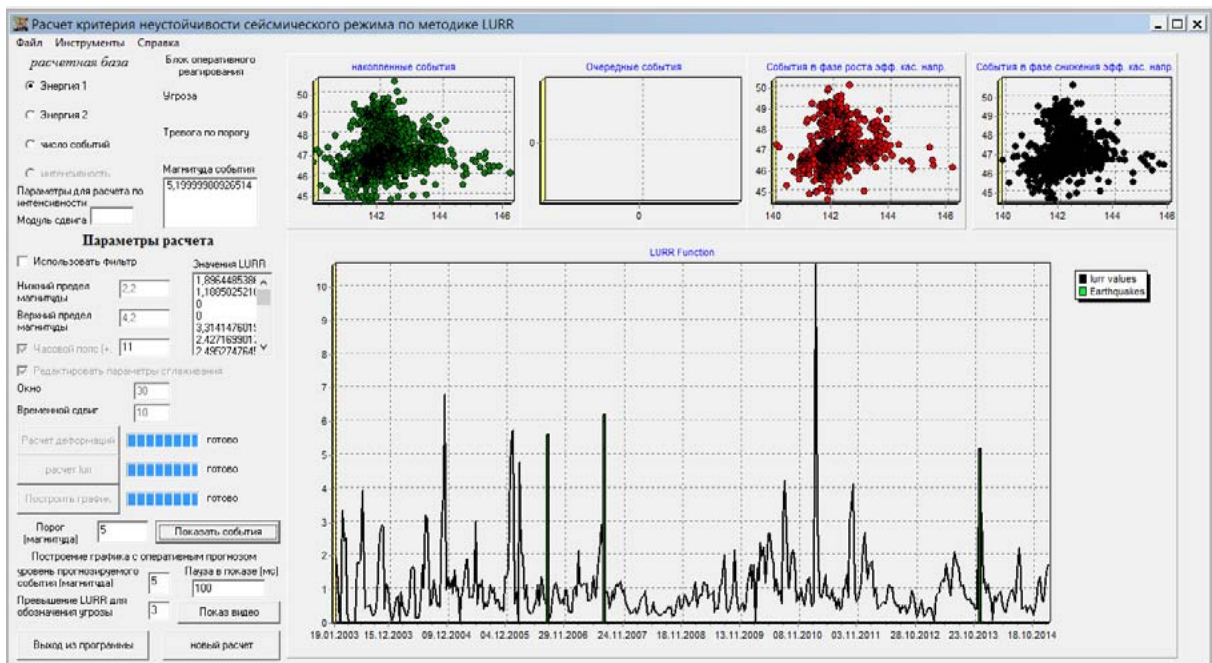


Рис. 1. Скриншот программы.

Каталог СФ ГС РАН с 2003 по конец 2014 года представлен более чем 7-ю тысячами событий. Первоначальная обработка показала, что параметры расчета, которые использовались в [5], использовать в целом проблематично. Здесь речь идет о параметрах усреднения – величине

периода и величине скользящего окна, так в [5] они принимались 240/60 и 360/60. Как показали расчеты, при таких значениях есть хорошая корреляция между γ и сильными событиями, однако, с учетом периода ожидания по данному прогнозу 2–3 месяца его оперативность рана нулю, так как отсекается половина периода – 120 дней, при том, что также возможна потеря времени по величине скользящего окна. Таким образом, даже используя оперативный каталог, мы лишаемся максимально 6 месяцев, что в два раза превышает период ожидания, а роль метода сводит к ретроспективному анализу. На рисунке 2 показан результат обработки с параметрами 240/60 для количества событий.

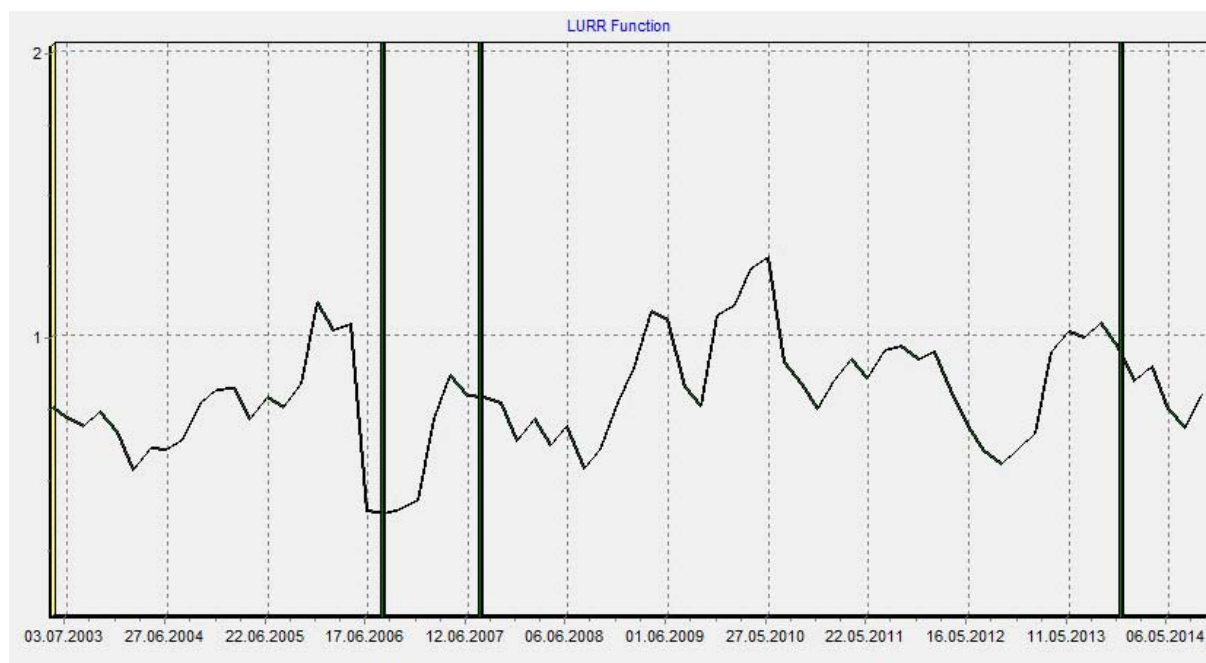


Рис. 2. Функция $\gamma(t)$ по количеству событий за период с 01.2003 по 01.2015, параметры осреднения 240/60, землетрясения магнитудой выше 5 показаны вертикальными прямоугольными барирами.

Отметим, что доступная функция отбраковки крупных и мелких событий нами не использовалась, хотя в оригинальных работах данный факт имеет место. Как видно из графика в среднем значения γ меньше 1. Перед тремя сильными землетрясениями каталога (Горнозаводское $M = 5.6$, 17.08.2006; Невельское $M = 6.2$, 02.08.2007; $M = 5.2$, 25.12.2013), магнитуда которых больше 5, наблюдается существенный рост γ , причем за весь период рассмотрения такие тренды имеются только в 5 случаях. Два периода увеличения γ , которые не совпали с крупными событиями (2009 – 2010 гг.), идут друг за другом и заканчиваются к ноябрю 2010 года. Интересный факт, что спустя 3 месяца (допустимый предел по ожиданию) произошло землетрясения Тохоку (11.03.2011) в Японии, однако, учитывая его удаленность, предположить, что его подготовка может иметь отношение и к территории южного Сахалина сомнительно. Для оперативного прогноза параметры осреднения необходимо значительно уменьшить, чтобы в тени оставалось не более 30–40 дней оперативных данных. Соответственно мы взяли параметры 30/10. Далее приведены результаты расчетов по энергии (рис. 3–5). Фактически в расчете, сделанном по энергии, все три события имеют четкую привязку к колебаниям LURR. На рисунке 4 показан масштабированный фрагмент, который включает Горнозаводское и Невельское землетрясения. На нем видно, что задержка для первого события составляет около 4 месяцев, а для второго – 2 недели (минимальная погрешность 30-дневного окна). Интересным выглядит период с 2009 по 2011 гг.

Самая значительная вариация отмечается именно в этот период, на рис. 5 показан увеличенный фрагмент графика. Значение γ , которое максимально 16.02.2011, определяется периодом с 01.02.2011 по 03.03.2011. Данный результат является существенным доказательством

того, что подготовка сильнейшего землетрясения в Японии 11.03.2011 могла оказывать влияние на сейсмичность южного Сахалина, однако детально этот вопрос рассмотреть сейчас нет возможности. При использовании параметров обработки 240/60 мы получили лучшие результаты при построении γ по числу событий (пример на рис. 2.), напротив, для меньшего окна график, построенный по количеству событий, дает худшее согласование. Как и предполагалось, использование LURR не должно ограничиваться какой-либо одним параметром для расчетной базы метода – энергетическим или статистическим, наоборот – предпочтительно учитывать их совместно.

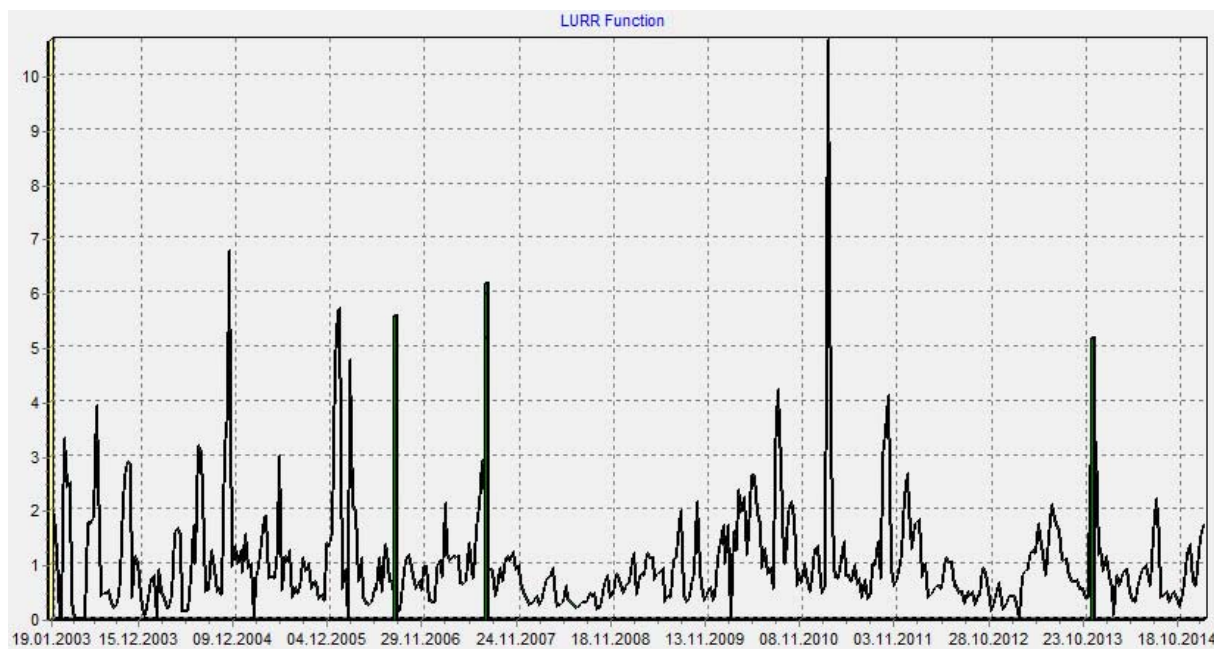


Рис. 3. Функция $\gamma(t)$ по энергии за период с 01.2003 по 01.2015, параметры осреднения 30/10, землетрясения магнитудой выше 5 показаны вертикальными прямоугольными барями.

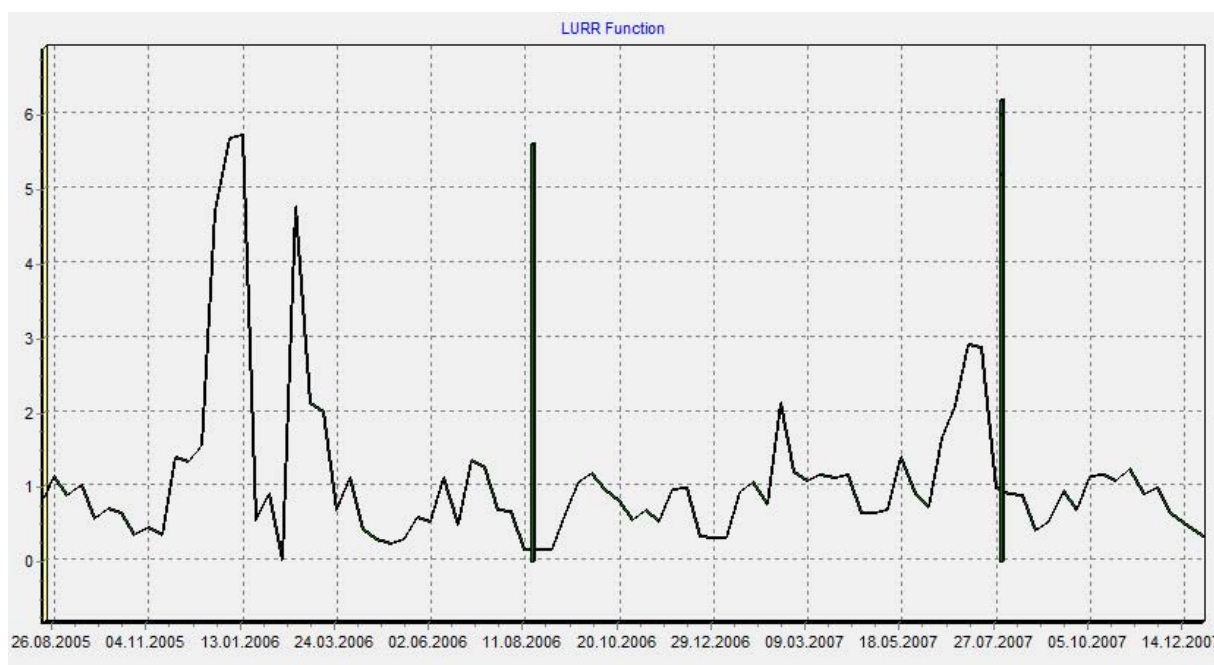


Рис. 4. Функция $\gamma(t)$ по количеству событий за период с 01.2003 по 01.2015, увеличенный фрагмент графика, изображенного на рис. 3

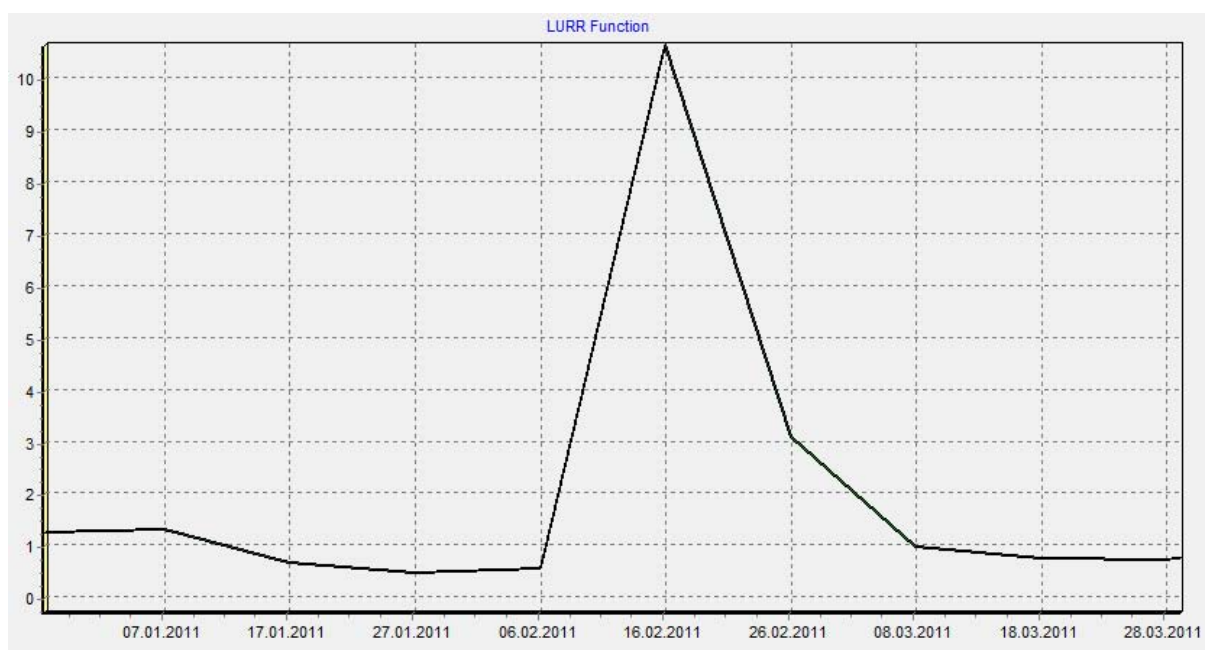


Рис. 5. Функция $\gamma(t)$ по количеству событий за период с 01.2003 по 01.2015, увеличенный фрагмент графика, изображенного на рис. 3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все результаты, полученные в данном исследовании, указывают на принципиальную возможность применения γ для анализа сейсмичности. Очевидно, что попытка использования этого метода в прогнозных целях сталкивается фактически с такими же ограничениями, как и другие параметры среднесрочных прогнозов. Однако это не исключает эффективности метода при более длительном мониторинге и применении к сопредельным территориям.

Автор признателен за поддержку исследования заведующему лабораторией сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН Тихонову И.Н., а также Сахалинскому филиалу ГС РАН за оперативное наполнение каталога и возможность его использования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.
2. Ким Ч.У., Семенова Е.П., Жердева О.А. и др. Каталог землетрясений юга Сахалина за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций). Владивосток: Дальнаука, 2011. 357 с.
3. Cartwright D.E., Tayler R.J. New computations of the tide-generating potential // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1971. Vol. 23. P. 45-73.
4. Munk W.H., Cartwright D.E. Tidal Spectroscopy and Prediction // Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A. 1966. Vol. 259. P. 533-581.
5. Yin X.C. et al. A new approach to Earthquake Prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) Theory // Pure Appl. Geophys. 1995. Vol. 145, No 3/4. P. 701-715.
6. Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y. et. al. Development of a new approach to Earthquake Prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) Theory // Pure Appl. Geophys. 2001. Vol. 157, No 11/12. P. 2365-2383.

УДК 551.466

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ КОНФИГУРАЦИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ ВО ВРЕМЯ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ¹

О.В. Зенкин

Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск, Россия
mazur_i@mail.ru

Аннотация. Рассмотрено воздействие внешних факторов на возникновение условий сейсмической активности. Солнечная система, частью которой является Земля и ее состояние, несомненно является одним из определяющих внешних факторов. Солнечная система с определенной периодичностью, вызванной движением планет, попадает в периоды неустойчивости, когда планеты группируются в космическом пространстве и образуют кластеры или конфигурации. Влияние этих конфигураций на неустойчивость Солнечной системы и активизацию сейсмических процессов демонстрируется на примере Нефтегорского землетрясения 1995 г.

Метод, который применялся в данном исследовании, базируется на компьютерной обработке информационных массивов в целях получения статистических данных. Статистические методы научных исследований основаны на анализе частот событий, характеризующих повторяемость явлений во времени и пространстве. Даже предварительный анализ статистических данных, касающихся времени наступления крупных землетрясений на Земле и конфигураций взаимных расположений планет, Луны и Солнца, складывающихся в это же время на небесной сфере, показывает, что между этими временными событиями существует несомненная связь, подтверждающаяся высокими частотами повторения одних и тех же конфигураций в событиях крупных землетрясений.

В качестве массива сейсмических данных, который был использован в данном исследовании, был принят архивный массив Геологической Службы США (USGS) [1], распространяемый в Интернете. Это база событий землетрясений, происходивших по всему миру, начиная с 1994 г. База содержит характеристики более чем 100000 случаев землетрясений с магнитудой $M = 2.8$ и более. Для формирования обучающей выборки из базы за 15-летний период, начиная с 1994 года, были отобраны крупные землетрясения с магнитудой $M > 6.4$. Таких случаев набралось около 200.

Изначально принималась к рассмотрению трехмерная модель расположения и движения объектов на небесной сфере, в связи с чем был адаптирован набор данных о местонахождении космических объектов, Солнца, Земли и Луны эфемерид (DE405) с 1994 года. Данные эфемерид представлены в прямоугольной системе координат (xyz), которые затем трансформированы в угловые геодезические координаты. Отдельные участки вблизи поверхности Земли находятся во вращательном движении относительно оси Земли. В относительной системе координат, связанной с центром Земли, местоположение этих участков задается радиус-вектором, проведенным из начала координат. Направление радиус-вектора задается геодезической широтой и долготой. Скорость вращательного движения участка позволяет задавать энергетические характеристики движения. Векторное произведение скорости и радиус-вектора позволяет задавать характеристику момента количества движения (кинетический момент), как это принято в механике.

Положение и движение космических объектов могут быть представлены в системе координат, связанной с центром Земли (геоцентрическая) либо с Солнцем (гелиоцентрическая). На рис. 1 приведен пример конфигурации планет в период индонезийского землетрясения,

¹ **Примечание редактора:** материал опубликован в порядке дискуссии.

взятый из работы [2]. В геоцентрической системе координат, как это видно из рисунка, три планеты вместе с Землей группируются в пространстве и образуют кластер. Направление на кластер, т.е. радиус-вектор, проведенный из центра Земли в геоцентрической системе координат в направлении планет Меркурия-Венеры коррелирует (совпадает, либо перпендикулярен) с направлениями радиус-векторов, скоростей, кинетических моментов участков Земли, где происходит землетрясение. Надо отметить, что приведенное на рисунке изображение конфигураций объектов являются проекциями из трехмерного пространства на плоскость. Совпадение направлений линий на плоском изображении еще не означает, что эти линии совпадут в трехмерном случае. Кроме направления на кластер в конфигурациях надо учитывать также и скорости, с которыми планеты перемещаются. Совпадение направлений скоростей планет может вызывать дополнительное механическое напряжение, направленное перпендикулярно направлению скоростей. Совпадение направлений радиус-векторов и скоростей планет также является источником дополнительного напряжения, и это надо учитывать.

Участки вблизи поверхности Земли, помимо того, что они находятся во вращательном относительном движении, участвуют в гироскопического типа движении, поскольку в гелиоцентрической системе координат они находятся во вращательном движении относительно Солнца. Такого рода сложное движение плохо формализовано и вызывает возникновение широкого спектра разнообразных физических полей и воздействий, например: гироскопических и кориолисовых сил, центробежных и центростремительных сил, гравитационных сил, инерционных моментов и др. [3] Количественной модели указанных воздействий в общей постановке в настоящее время не существует.

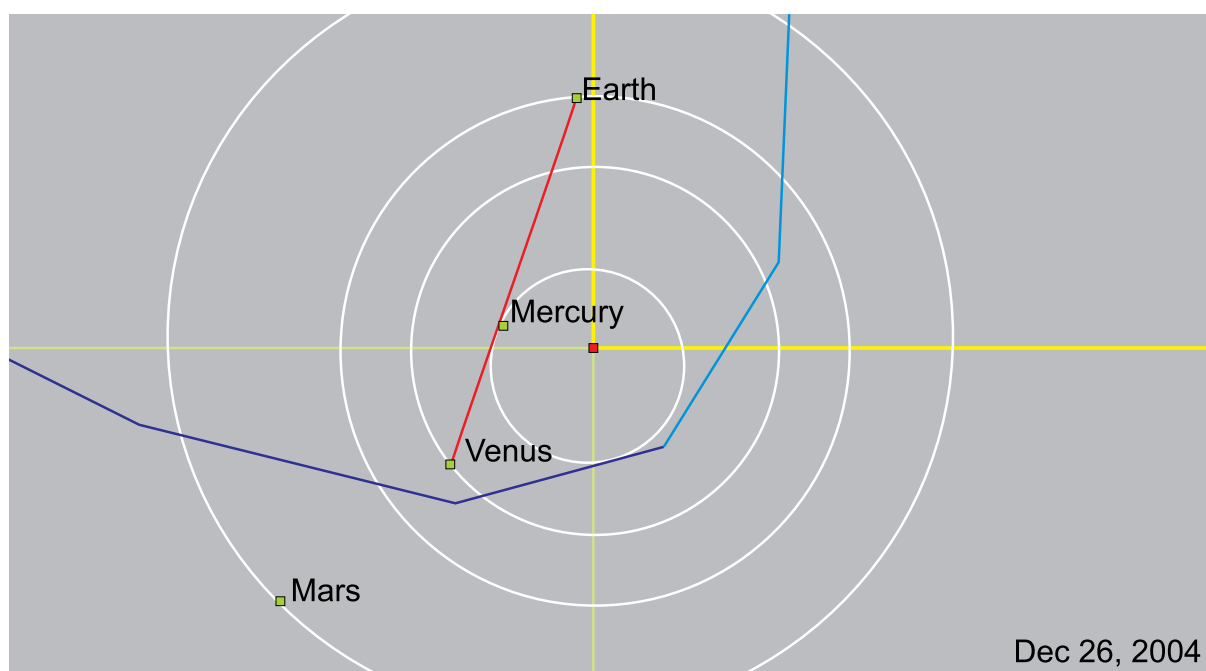


Рис. 1. Конфигурация планет Земля-Меркурий-Венера в период индонезийского землетрясения 2004 года [2].

Усилия исследователей направлены на изучение конфигураций и структур, которые планеты образуют при своем движении на небесной сфере вместе с Землей и Луной. Структурные образования обладают энергетическим воздействием, в частности, те, что связаны с вращательными и гироскопическими движениями. [4] Это можно проинтерпретировать с точки зрения статистической физики, применяя понятие энтропии. Разрозненные, рассредоточенные системы обладают большей энтропией, и, наоборот, структурирование элементов, формирование образований ведет к снижению энтропии и повышению энергетического состояния системы в

целом. Неустойчивость Солнечной системы, т.е. возникновение дополнительных напряжений, вызывает в самой системе рассогласование, которое отражается и на Земле как части системы. Помимо конфигураций, подобных той, которая представлена на рисунке 1, в данной работе исследовались группировки планет в гелиоцентрической системе координат. На рисунке 2 приведен пример конфигурации, взятый из работы [2], когда в гелиоцентрической системе координат сформировался кластер Юпитер-Земля. С неустойчивостью Солнечной системы мы связываем возникновение таких ситуаций, когда на взаимодействие Солнца и Юпитера (в данном примере) накладывается взаимодействие Земли и Солнца. Причем, Земля может и не входить в эти кластеры, однако направление на кластер, если его из гелиоцентрической системы координат трансформировать в геоцентрическую, коррелирует с направлениями радиус-векторов, скоростей, кинетических моментов участков Земли, где происходит землетрясение.

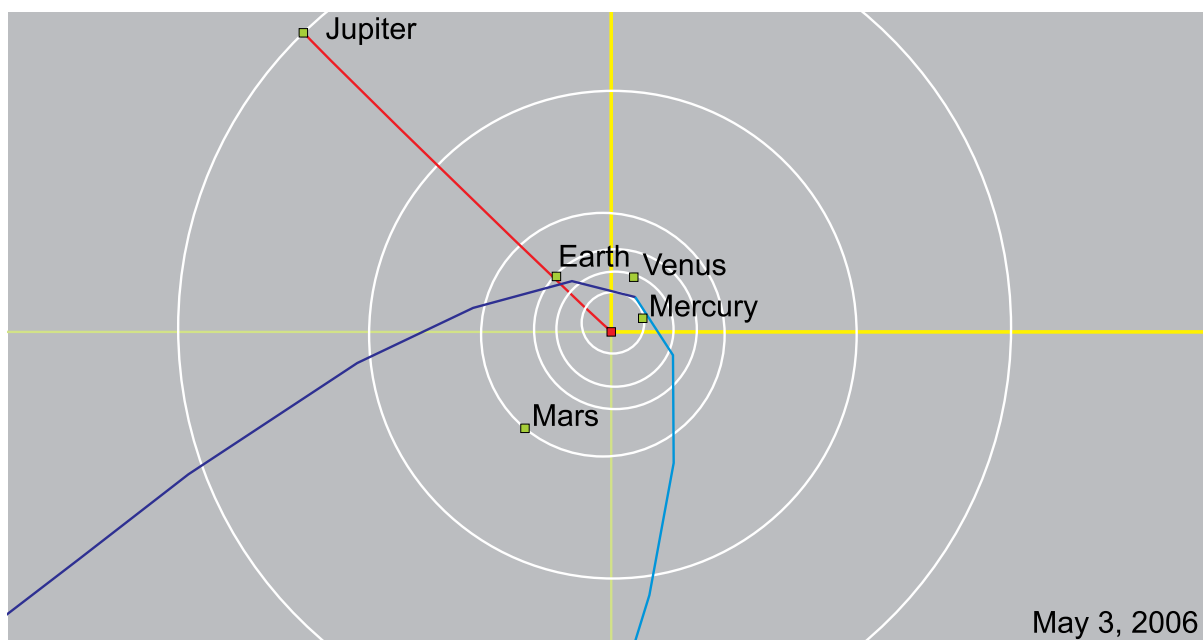


Рис. 2. Конфигурация планет Земли-Юпитера и Солнца в период землетрясения 2006 года (Тонго) с магнитудой $M = 8$ [2].

Что касается Нефтегорского землетрясения, то радиус-вектор, скорость и кинетический момент места землетрясения коррелирует с направлениями на следующие кластеры:

- Солнце-Луна-Меркурий в гелиоцентрической системе координат;
- Земля-Луна-Венера в геоцентрической системе координат;
- Солнце-Мартс-Венера в гелиоцентрической системе координат;
- Солнце-Нептун-Уран в гелиоцентрической системе координат;
- Солнце-Луна-Юпитер-Сатурн-Плутон в гелиоцентрической системе координат.

В совокупности, неустойчивость Солнечной системы в период Нефтегорского землетрясения обусловлена вкладом всех планет, включая Луну, причем их вклад определяется тем, с какими планетами они группируются. В целях оценки вклада той или иной конфигурации выполнена реализация модели в среде MATLAB, основанная на линейной оптимизации с ограничениями типа равенств и неравенств, для нахождения весов (вкладов) конфигураций с учетом собранной статистики.

ВЫВОДЫ

- Информационные технологии могут применяться для получения наборов статистических данных и их обработки в целях моделирования и прогнозирования сейсмических событий.

- Высокие показатели повторяемости событий могут служить основой для обоснования причинно-следственной связи между космическими явлениями и сейсмической активностью.
- Методы прогнозирования периодов активизации сейсмических процессов могут основываться на статистике взаимных расположений космических объектов с применением математических методов классификации и распознавания образов.
- Методы прогнозирования времени и места возникновения землетрясений в качестве входной информации должны учитывать неустойчивость состояния Солнечной системы, которая определяется составом и взаимным расположением кластеров конфигураций в (гео) гелиоцентрической системе координат.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая служба США (USGS). <http://www.usgs.gov/>
2. Omerbashich M. Astronomical alignments as the cause of ~M6+ seismicity. <http://arxiv.org/1104.2036>.
3. Сокол-Кутыловский О.Л. О силах гравитационного взаимодействия. <http://www.trinitas.ru/rus/doc/0016/001b/00161277.htm>
4. Эткин В. Об ориентационном взаимодействии спиновых систем. <http://n-t.ru/tp/ng/ov.htm>

УДК 550.34

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ОХОТОМОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24.05.2013 Г. ($M_w=8.3$)

Т.К. Злобин, А.Ю. Полец

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
t.zlobin@mail.ru

Охотоморское землетрясение произошло 24 мая 2013 года в 05 час 44 мин 49 с по Гринвичу в северо-восточной части Охотского моря, вблизи западного побережья полуострова Камчатка. Гипоцентр землетрясения по данным USGS NEIC располагался в переходной зоне между верхней и нижней мантией на глубине $h = 608.9 \pm 6.2$ км [10], по данным регионального каталога КФ ГС РАН на глубине 639.81 км [11]. Координаты его эпицентра $\phi = 54.874^\circ$ с.ш., $\lambda = 153.281^\circ$ в.д., моментная магнитуда $M_w = 8.3$ [10]. Землетрясение 24.05.2013 г. является сильнейшим глубокофокусным землетрясением за весь период сейсмологических наблюдений не только в Охотоморском регионе, но и в мире.

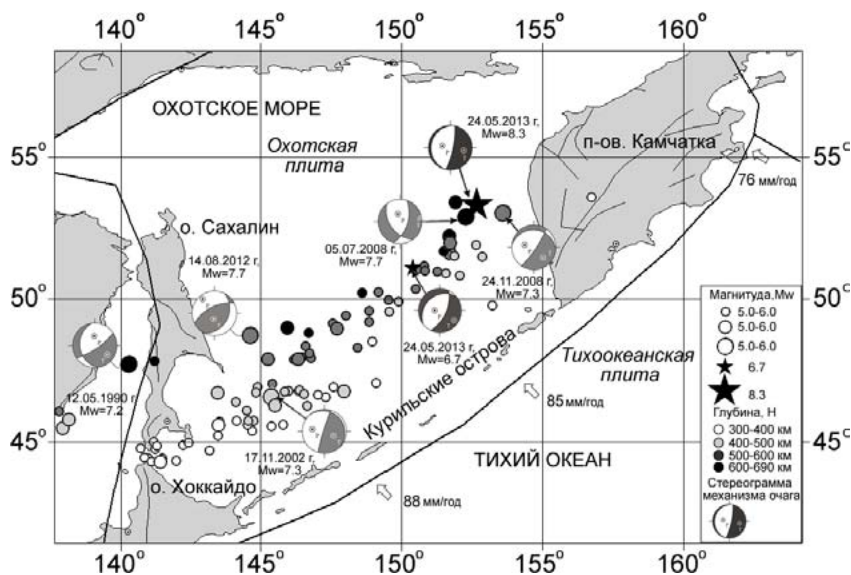


Рис. 1. Карта эпицентров глубокофокусных землетрясений Курило-Охотского региона с 1976 по 2015 гг. [12].

В исследуемом регионе и раньше происходили сильные глубокофокусные землетрясения, но на других глубинах и в других слоях верхней мантии. Причиной возникновения здесь глубокофокусных землетрясений является погружение Тихоокеанской плиты в мантию Земли. Тихоокеанская плита пододвигается под Охотскую литосферную плиту со средней скоростью 80 мм/год. Фазовый переход вещества мантии Земли, происходящий на глубине около 670 км, препятствует дальнейшему погружению плиты, что приводит к ее деформации, накоплению напряжений, которые высвобождаются в результате глубокофокусных землетрясений. Всего в рассматриваемом регионе по данным Гарвардского каталога [12] с 1976 по 2015 гг. произошло 6 глубокофокусных землетрясений с моментной магнитудой $M_w \geq 7.0$, в глубинном диапазоне 300-690 км (в 1990 г., в 2002 г., два в 2008 г., в 2012 г. и Охотоморское землетрясение в 2013 г.) (рис. 1). Однако, в отличие от предыдущих землетрясений этого региона, землетрясение 24.05.2013 г. оказалось сильнейшим глубокофокусным землетрясением, уникальным по своим макросейсмическим проявлениям. Согласно макросейсмическим данным, землетрясение

было зарегистрировано в 177 пунктах Земли [4] и ощущалось практически на всей территории России (от Камчатки до Москвы и Санкт-Петербурга) и в других странах (от Японии до Канады, США, Мексики и ряда других стран) [4]. Через девять часов после главного толчка 24.05.2013 г. в 14 час 56 мин 31 с по Гринвичу был зарегистрирован сильнейший афтершок с параметрами: координаты $\varphi = 52.222^\circ$ с.ш., $\lambda = 151.515^\circ$ в.д; моментная магнитуда $M_w = 6.7$, глубина очага $h = 623$ км. По данным регионального каталога КФ ГС РАН с момента главного толчка и до конца августа 2013 г. были зафиксированы более 80 афтершоков, причем в первые сутки произошло 57 афтершоков, на следующие - 7, а далее активность в очаге пошла на спад [4].

Цель настоящей работы – рассмотреть возможные причины уникального макросейсмического эффекта землетрясения 24 мая 2013 г. на столь большом удалении от эпицентра Δ° .

Можно предполагать, что макросейсмический эффект, вызванный Охотоморским землетрясением, связан, прежде всего, с двумя причинами: с его магнитудой и глубиной. Значение магнитуды $M_w \geq 8.3$ соответствует категории катастрофических землетрясений. События такой силы происходят на Земле в среднем один раз в год. Анализ известных каталогов землетрясений (Геофизической службы РАН, U.S.Geological Survey (USGS), The Global CMT Project [10-12]) показывает, что сейсмические события с моментной магнитудой $M_w \geq 7.0$ и с $M_w \geq 8.0$ в Курило-Охотском регионе не редкость. Однако макросейсмический эффект, какой был при Охотоморском землетрясении 24.05.2013 г. ($M_w = 8.3$), наблюдался впервые за всю историю сейсмических наблюдений в данном регионе.

У Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 г. в районе Южных Курильских островов [3] и у Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. в районе Средних Курильских островов значение магнитуды было точно таким же, как и у события 24.05.2013 г. ($M_w = 8.3$) [2], однако подобного макросейсмического эффекта, который наблюдался при Охотоморском землетрясении 24.05.2013 г. не было. Глубина очага Шикотанского землетрясения около 40 км, у Симуширского землетрясения около 10 км, в то же время глубина очага Охотоморского землетрясения была несопоставимо больше, и составляла $h = 609-630$ км [7, 8]. Очевидно, в этом случае глубина сыграла существенную роль. Таким образом, можно заключить, что только при сочетании двух вышеназванных условий: большой магнитуды ($M = 8.3$) и большой глубины очага ($h = 609-630$ км) мог иметь место подобный уникальный макросейсмический эффект, который был при Охотоморском землетрясении.

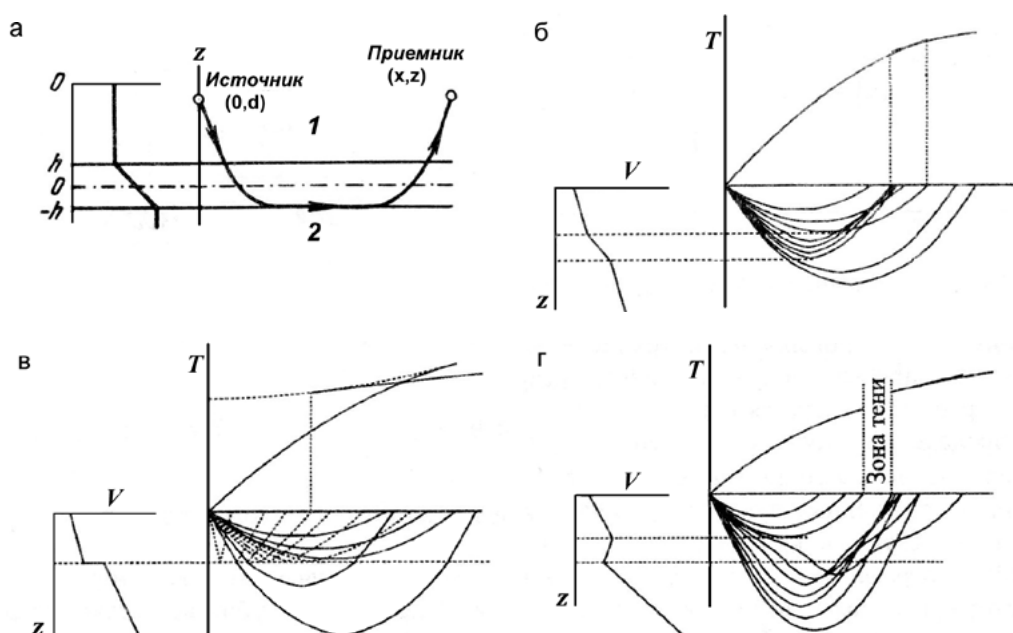


Рис. 2: а – лучевая схема волны при наличии переходного слоя [1]; б-г: скоростной разрез (слева) и соответствующая ему схема лучей и годограф (справа): б – случай слоя с повышенным градиентом скорости; в – случай границы, на которой скорость возрастает скачкообразно; г – случай убывания скорости с глубиной в некотором интервале глубин [9].

Макросейсмический эффект, вызванный глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013 г. может быть также объяснен наличием переходного слоя (рис. 2) или слоя с пониженной скоростью (рис. 3). При наличии в скоростном разрезе слоя пониженной скорости ход лучей претерпевает изменение, и волны могут проследиваться на больших расстояниях. На рисунке 2 а представлена лучевая схема волны при наличии переходного слоя, скоростные разрезы и соответствующие им схемы лучей и годографы (рис. 2 б-г). В этих случаях регистрация упругих колебаний возможна на больших (сотни и первые тысячи км) и очень больших расстояниях при значениях Δ° в несколько десятков градусов. Согласно исследованиям ученых, труды которых обобщил Р.З. Тараканов [6], при полиморфных превращениях в верхней мантии претерпевает изменение литологический состав и, соответственно меняется ее плотность и скорость упругих колебаний. Поэтому в области вышеназванных глубин возможно проявление слоя пониженной скорости и соответствующее изменение хода лучей (увеличение эпицентрального расстояния). Кроме того, могли возникать так называемые – каналовые волны [5], т.е. «волноводы» – слои, в которых волны многократно отражаясь от выше и ниже лежащих поверхностей, снова распространяются и проследиваются на значительном расстоянии в слое.

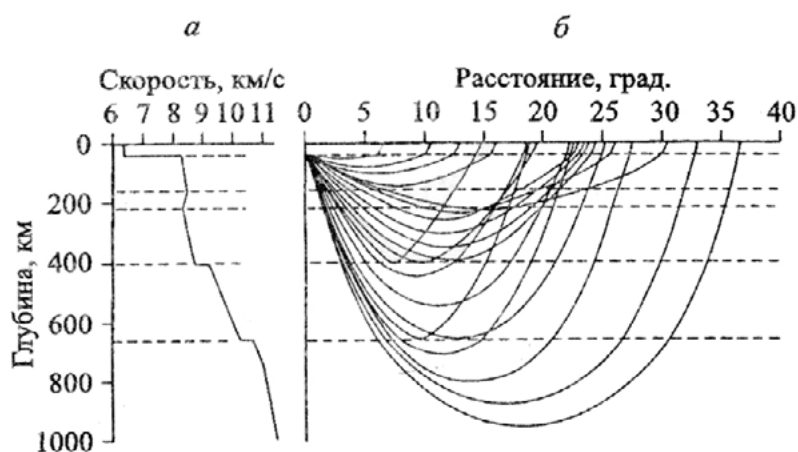


Рис. 3. Скоростной разрез (а) и ход лучей (б) [9].

Таким образом, для возникновения уникального макросейсмического эффекта, вызванного Охотоморским землетрясением 24.05.2015 г., решающую роль могли сыграть не только значение магнитуды, глубины очага, но и наличие в верхней мантии зоны пониженной скорости, видимо, именно с этими параметрами связан соответствующий ход сейсмических лучей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-08903, гранта ДВО РАН 15-П-2-016 и гранта президента РФ МК-6640.2015.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Епинатьева А.М. Физические основы сейсмических методов разведки. М.: Изд-во МГУ, 1970. 106 с.
2. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M = 8.1$) и глубинного строения земной коры Средних Курил // ДАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111-115.
3. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Левин Б.В., Сафонов Д.А., Полец А.Ю., Рудик М.И. Вариации поля упругих напряжений и основные сейсмодислокации в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 4(5) октября 1994 года // ДАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 820-823.
4. Иванова Е.И., Митюшкина С.В. Раевская А.А., Чеброва А.Ю. Охотоморское землетрясение 24 мая 2013 г. ($M_w = 8.3$) и его макросейсмический эффект // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: сб. докл. IV научно-технической конференция. 2013. С. 157-162.

5. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова Думка, 1973. 215 с.
6. Тараканов Р.З., Веселов О.В. Полиморфные превращения в верхней мантии для различных тектонических зон // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1, вып. 23. С. 58-67.
7. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А. и др. Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой $M_w = 8.3$ – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1, вып. 21. С. 17-24.
8. Шестаков Н.В., Ohzono M., Takahashi H. И др. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013 г., $M_w = 8.3$ // ДАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 471-476.
9. Яновская Т.Б. Основы сейсмологии: учебное пособие. СПб: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2008. 260 с.
10. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search> (дата обращения: 28.02.2015).
11. <http://www.gsras.ru>. (дата обращения: 28.02.2015).
12. <http://ww.global.org>. (дата обращения: 28.02.2015).

ВАРИАЦИИ ОБЪЕМА ЗЕМЛИ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

В.В. Иванов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
Ivanov.v38@gmail.com

В 2008 году в Гуанчжоу состоялась конференция PORSEC 2008, посвященная новым результатам, полученным при интерпретации спутниковых наблюдений геофизических характеристик Земли. В частности, в докладах Говера [6] и Сингха [7] был показан график вариаций объема Земли, построенный по результатам наблюдения альтиметрии в миссиях TOPEX-POSEIDON и Jason B, полученным за последние пятнадцать лет. На графике отчетливо выделялся тренд, в соответствии с которым радиус Земли постоянно увеличивался со скоростью 3.1 мм/год.

Этот интересный и новый геофизический факт был проанализирован в работе Ивановой [5]. Вариация радиуса Земли представлена как Пуассоновский процесс, составленный из протяженных во времени импульсов со случайными временами вступления. Обнаружена, что средняя частота импульсов составляет примерно 3 импульса в год, а средняя длительность отдельного импульса составляет примерно 85 суток.

Выяснилось, что плотности потока землетрясений с магнитудой более 7.2 и потока случайных импульсов, приводящих к вариациям объема Земли, совпадают.

Сопоставление времен вступления импульсов обоих процессов показало, что отклонения обоих потоков от однородного во времени процесса случайны, имеют примерно одинаковые дисперсии и жестко коррелированы во времени с коэффициентом корреляции равным 0.97. Это достаточно высокое значение коэффициента корреляции позволяет предположить, что главная часть вариаций объема Земли вызвана потоком землетрясений с магнитудой более 7.2, произошедших в земной коре за тот же промежуток времени.

Для анализа изменения объема Земли вследствие землетрясения 12 июля 1993 года в Японском море (время в очаге 13 ч. 18 мин. GMT, координаты 43.7° N, 139.21° E) использованы материалы наблюдения вариаций уровня моря при землетрясении в точках Фукаура и Углегорск, расположенных на побережье Японского моря на различных расстояниях от источника. Предполагалось, что изменение объема Земли отразится на уровне моря. Соответственно, анализ низкочастотных компонент уровневых записей позволит оценить вариации объема, вызванные землетрясением 12 июля 1993 года.

Материалы наблюдения в точке Фукаура с демонстрацией сглаживания показаны на рисунке 1. Вариации уровня условно можно разделить на три группы. К первой группе относятся вариации, связанные с приливными колебаниями, которые наблюдаются и до и после землетрясения. Ко второй группе относятся вариации, связанные с волной цунами и ее отражениями от различного рода неоднородностей. К третьему типу относятся медленные вариации уровня, обусловленные изменениями объема Земли.

Физически понятно, что вариации уровня, обусловленные изменениями объема, медленнее и продолжительнее, чем вариации, связанные с распространяющейся волной цунами. Вклад колебаний уровня, связанных с цунами, может быть существенно уменьшен при сглаживании записи по интервалу времени в 1 час.

Результат такого сглаживания также показан на рисунке 1 (кривая 2). Видно, что амплитуда вариаций уменьшилась примерно в 10 раз, но вариации все равно наблюдаются на фоне значительных приливных колебаний. Для удаления приливных колебаний используется разность записей, сглаженных по интервалам 1 час и 5 часов.

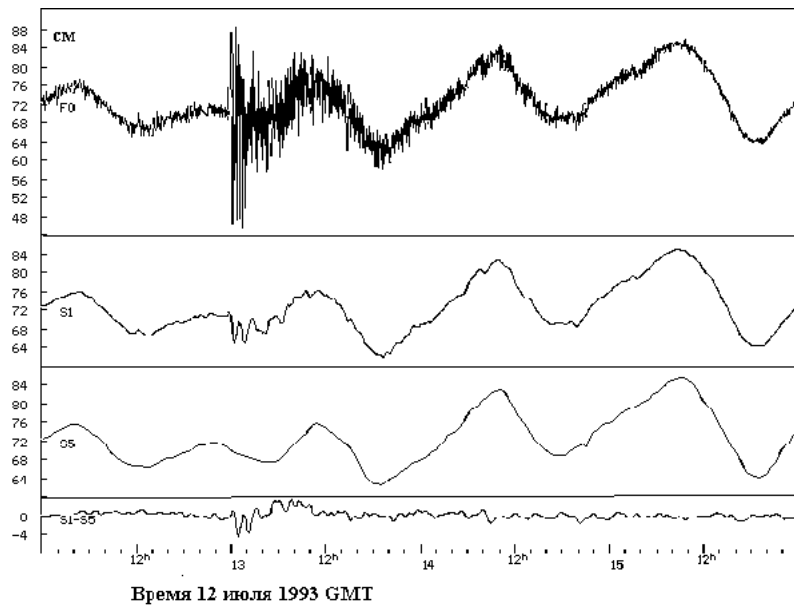


Рис. 1. Обработка записи вариаций уровня в точке Фукаура при землетрясении 12 июля 1993 года: F0 – исходная запись, S1 – результат сглаживания записи по интервалу 1 час, S5 – результат сглаживания записи по интервалу 5 часов, S1- S5 – разность записей, сглаженных по интервалам 1 час и 5 часов.

Для анализа процесса увеличения объема Земли при землетрясении использовался метод Перрена [3] так же, как это было сделано по данным миссии TOPEX-POSEIDON в работе [5] и ранее в [1]. В качестве натурального материала рассматривались сравнительно высокочастотная запись колебаний уровня, зарегистрированная на небольших расстояниях от эпицентра (кривая S1 рисунка 2). Для описания флуктуаций вычислялась его функция автоковариации [2]

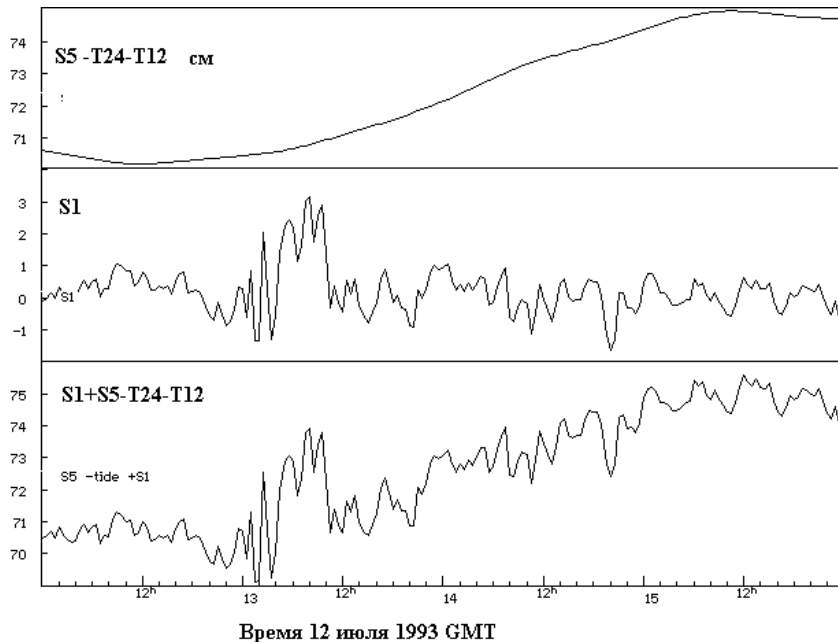


Рис. 2. Низкочастотная и высокочастотная компоненты сигнала вариаций уровня, связанных с вариацией объема Земли при землетрясении. Последние показаны на нижней кривой.

При исследовании природы случайно происходящих событий обычно сопоставляются времена наблюдения этих событий. События считаются взаимно обусловленными, если эти времена совпадают. Процесс сопоставления значительно затрудняется, если наблюдаются такие последствия эффекта, которые проявляются не мгновенно, а постепенно, при восстановлении

равновесного состояния. В этом случае полезно исключить сглаживание вариаций, обусловленное временем установления нового равновесного уровня. Для устранения этого сглаживания можно преобразовать сигнал таким линейным оператором, чтобы корреляционная функция преобразованного сигнала не зависела от частоты, а сам сигнал представлял собой последовательность отдельных импульсов. Для этого достаточно преобразовать сигнал таким линейным стационарным интегральным оператором L , который устранял бы частотную зависимость автоковариационной функции и не вносил дополнительных задержек.

Таким свойством обладает линейный оператор

$$y(t) = \int L(t - t_0) \cdot x(t_0) \cdot dt_0,$$

для которого Фурье преобразование $L^*(\omega)$ ядра $L(t)$ связано со спектральной мощностью наблюдаемого случайного сигнала $S(\omega)$ посредством соотношений

$$L^*(\omega) = 1 / K(\omega), \quad K(\omega) \cdot K(-\omega) = S(\omega).$$

Для того, чтобы при преобразовании не возникало паразитных задержек и разбегания гармоник, в качестве ядра L выбирается функция минимально фазового типа. Результат этого преобразования показан на рисунке 3 сверху.

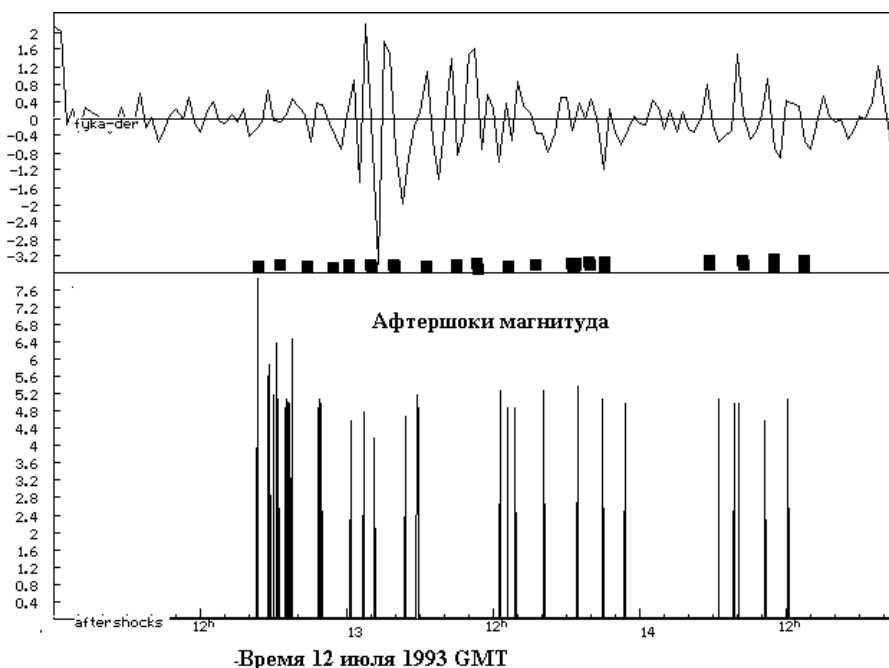


Рис. 3. Результат реконструкции записи флюктуаций радиуса Земли после устранения эффекта выравнивания локального увеличения объема (верхняя кривая), последовательность импульсных событий типа включения (средний график) и сопоставляемый ряд моментов афтершоков землетрясения 12 июля 1993 года магнитудой $M \geq 7.2$ (нижний график).

В результате реконструкции запись представляется в виде последовательности импульсных событий типа включения (столбец 2 в таблице 1). Таблица также содержит моменты максимумов разрешающей функции.

Таблица 1. Результаты проведенного анализа

Время афтершока, ч	Время импульсного события, ч/м	Широта, °	Долгота, °	Магнитуда	Глубина, км	Время максимумов, ч
13.18	13ч18м	42.79	139.21	8.0	20	13.18
14.025		43.02	139.05	5.4	33	

Продолжение таблицы 1.

Время афтершока, ч	Время импульсного события, ч/м	Широта, °	Долгота, °	Магнитуда	Глубина, км	Время максимумов, ч
14.075		43.43	139.34	5.9	33	
14.091		42.62	139.33	5.6	83	
14.15		42.69	139.33	5.7	33	
14.38		42.32	139.40	5.2	33	
14.75		43.11	139.22	6.4	33	
15.43	15ч18м	41.74	139.31	4.9	33	16.31
15.53		42.65	139.12	5.1	33	
15.59		43.01	138.98	5.0	33	
15.68		43.03	139.11	5.0	33	
16.02	17ч18м	42.76	139.34	6.1	33	20.6
18.13	19ч18м	43.76	138.59	4.9	33	24.3
18.19		43.76	139.16	5.1	33	
18.29		42.88	139.20	4.7	10	
18.43		42.75	139.27	5.0	33	
20.83	21ч48м	42.51	139.05	4.6	33	28.1
21.89	22ч48м	42.56	138.87	4.8	33	31.8
22.76	24ч18м	42.56	139.41	4.2	33	35.5
23.88		41.98	139.30	4.4	33	
25.27		43.12	139.51	4.7	33	
26.20	27ч48м	43.69	139.09	4.8	33	37.3
26.25		41.48	138.13	5.2	33	
26.32	28ч48м	42.65	139.12	4.9	33	41
33.05		42.63	138.94	5.3	33	
33.65		42.49	138.92	4.9	33	
34.25	34h16m	43.11	139.02	4.9	33	44
34.63		41.34	139.31	4.9	33	
36.59		42.78	138.92	5.2	33	
36.61		43.58	139.13	5.3	33	
39.43	40ч18м	42.98	139.15	5.4	33	48.5
41.45	42ч48м	42.20	138.88	5.1	33	52.2
43h22	43ч48м	43.37	139.15	5.1		55
52h12	52ч18м	43.22	138.95	5.1		59
52h20		43.21	139.09	5.5		
54.74	54ч18м	41.60	139.35	4.6	33	63
56.65	57ч18м	43.37	139.15	5.1	33	67
65.45		43.22	138.95	5.1	33	
65.63	64ч18м	43.21	139.09	5.3	33	70
74.02	73ч18м	42.17	139.10	4.5	33	
75.20	76ч18м	43.27	139.17	5.0	35	74.6
77.62	77ч18м	43.31	139.21	5.1	33	78.3
78.60	79ч48м	42.48	138.93	4.9	33	
84.85	85ч18м	42.75	139.12	4.8	33	85.8
91.60	89ч48м	43.37	139.30	5.2	33	89.5

Таким образом, анализ урочной записи показывает, что изменения во времени объема Земли при землетрясении являются импульсным процессом, причём времена вступления отдельных импульсов случайны, сами события повторяются примерно через 4 часа в течение нескольких суток после землетрясения. Среднеквадратичная ошибка прогноза времени наступления события составляет примерно 7 часов. Иными словами, ряд импульсных событий можно рассматривать как приближенно Пуассоновский процесс. Наблюдение квазистационарных вариаций уровня при землетрясении 12 июля 1993 года позволяет оценить время растекания воды из Японского моря и дать оценку значения этой величины $T = 20$ часов.

Интересным представляется сопоставление этой оценки с данными спутниковых наблюдений [4]. При этом удастся оценить величину вариации объема в 270 км^3 . Последняя цифра хорошо согласуется со средним значением вариации 300 км^3 , вычисленной как следствие тренда радиуса Земли, интерпретированного как следствие цунамигенных землетрясений.

Однако это оценка более чем в 10 раз превышает оценку, полученную по данным сопоставления геодезических измерений до и после землетрясения и оценку, которую делают при интерпретации наблюдаемой амплитуды цунами на основе поршневого механизма генерации волны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов В.В. Периодические вариации погоды и климата // Успехи физических наук. 2002. №7. С. 776-811.
2. Иванов В.В. Вариации уровня моря в диапазоне периодов от одного часа до двух суток при подводном цунамигенном землетрясении. // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири: сб. Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН, 2003. С. 35-53.
3. Перрен Ж. Атомы. Москва, 1924. С. 127.
4. Ivanov V.V. The sea level variation in the range of periods from 1 hour to 2 days is the new source of information about underwater earthquake // IUGG2003. Sapporo, Japan. Abstracts. Week B. JSG01/08P/D-031.
5. Ivanova E., Ivanov V. Long-term variations of the Earth's volume // International Journal Of remote sensing. TRES-PAP-2009-0367.
6. Gover J. Keynote speech // 9 th Pan Ocean Remote Sensing Conference. 2008. Proceeding. IX.
7. Singh R.P., Dan Lin Tang, Kafatos M. Land-Ocean-Atmosphere coupling with ocean related to natural hazards // 9 th Pan Ocean Remote Sensing Conference. 2008. Proceeding. Guangzhou, China. h. 40.

УДК 550.34(571.64)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОСТСЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЛАКСАЦИОННОГО ПРОЦЕССА САХАЛИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.В. Коновалов, А.А. Степнов, Д.А. Сафонов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
a.konovалov@imgg.ru

Выполнен обзор научных работ по изучению постсейсмического релаксационного процесса в начальной фазе афтершоков. Показано, что величина характеристического времени в эмпирическом законе Омори-Уцу, после которого начинается спад афтершоковой активности, играет фундаментальную роль в изучении характера возбуждения процесса разрушения и его релаксации, отражающего напряженное состояние и реологические свойства геологической среды с повреждениями. Это подтверждается современными данными лабораторных экспериментов, натуральных наблюдений, результатами численного моделирования и теоретических исследований в области геомеханики.

Полученные в настоящей работе результаты позволяют выдвинуть гипотезу о конкуренции нескольких физических процессов, приводящих к задержке спада афтершоковой активности. Первый – разгрузка перенапряжений, вызванных макроскопическим разрушением (главным событием), за счет возникновения многочисленных микроразрывов (афтершоков), которые снижают уровень напряжения до порога текучести. Из механики разрушения известно, что чем выше действующее (на среду/образец) напряжение, тем меньше времени необходимо для возбуждения разрыва. Таким образом, чем выше скачок напряжений, тем быстрее происходит разрядка и как следствие – более быстрый спад афтершоковой активности.

Вместе с тем, деформация пористых пород связана с ростом внутренних дефектов, а именно, трещин и пор. Трещины действуют как концентраторы напряжений, способствующие локализации деформаций и процессу хрупкого разрушения, тогда как поры рассеивают концентрацию напряжений, что приводит к распределенной деформации. Спад афтершоковой активности начинается тем позже, чем выше степень сейсмического сцепления, которая определяет долю упругой деформации, выделяемую в ходе сейсмического цикла. Таким образом, концентрация напряжений на трещинах препятствует быстрой разрядке напряжений и, как следствие, быстрому спаду афтершоковой активности.

В настоящей работе проанализированы эмпирические закономерности затухания афтершоковой активности на примере сильных землетрясений в Япономорско-Сахалинской сейсмогенной зоне. Предложен новый подход расчета эмпирических констант модифицированного закона Омори-Уцу, основанный на полуэмпирической модели затухания афтершоковой активности во времени. Наблюдаемые закономерности сопоставлены с аналогичными результатами, полученными в других сейсмоактивных регионах Земли. Это позволило оценить степень сейсмического сцепления и уровень действующих напряжений в разломных зонах разного ранга и возраста. В рамках выдвинутой гипотезы о роли действующих напряжений в формировании задержки спада афтершоковой активности установлено, что Сахалинская зона, в целом, характеризуется наиболее низким уровнем напряжений в рассматриваемой сейсмогенной зоне.

В рамках изучения взаимосвязи поля напряжений и характера постсейсмического релаксационного процесса, установлено, что поле тектонических напряжений, реконструированное по механизмам очагов афтершоков, в целом, воспроизводит характер напряженного состояния в очагах главных событий. Это позволяет придерживаться выводов о преемственности характера напряженного состояния как в начальной фазе афтершоков, так и спустя несколько лет после главного события.

Получены новые данные о характере долговременного постсейсмического процесса сильных землетрясений Северного Сахалина, в том числе, в районах промышленного освоения месторождений нефти и газа. Выявлена закономерность возникновения сильнейших повторных сейсмических событий. В частности, наблюдаются повторные землетрясения спустя несколько месяцев, а далее, спустя несколько лет после главного события. Магнитуда указанных событий сопоставима и зачастую превосходит магнитуду сильнейшего афтершока первых суток.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00765 А и № 14-05-31323 мол_а).

УДК 550.343

РАЗЖИЖЕНИЕ ГРУНТОВ И РАЗРУШЕНИЯ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ¹*Т.Г. Константинова*

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

В данной работе рассмотрены некоторые особенности повреждения зданий и сооружений на примере результатов обследования землетрясений в Армении (1988 г.), в г. Нефтегорске (1995 г.), в Горном Алтае (2003 г.) и в пос. Корф (Камчатка) при Олюторском землетрясении 2006 г. Последствия Горно-Алтайского землетрясения приведены из литературных источников. При этом событии происходило большое разжижение песчано-глинистого материала.

Спитакское землетрясение 7.12.1988, M = 7.0. 7 декабря 1988 года в результате сильнейшего землетрясения в Армении были разрушены несколько городов и более 300 селений. Подземные толчки практически уничтожили город Спитак, находящийся рядом с эпицентром землетрясения, разрушили города Лениакан, Кировакан и Степанаван. Была составлена временная карта сейсмического районирования, на которой перечисленные города и многие поселки были переведены в 9-балльную зону сейсмической опасности.

В эпицентральной зоне Спитакского землетрясения во многих зданиях произошли разрушения. При землетрясении в г. Кировакане в пределах небольшой территории были разрушены 38 зданий, основаниями которых были супесчано-суглинистые пролювиально-делювиальные отложения. Опытные образцы этих грунтов при вибрации на частотах $5 \div 10$ Гц разжижались и теряли несущие свойства [1].

Нефтегорское землетрясение 27.05.1995, M = 7.5. Через 7 лет после землетрясения в Армении, пережившей многие разрушения, подобная трагедия повторилась в г. Нефтегорск на острове Сахалин, который в считанные минуты был стерт с лица земли.

Нефтегорское землетрясение на 2–3 балла превысило сейсмическую опасность, указанную на карте сейсмического районирования ОСР-78. Оно было одним из самых разрушительных на территории России. Погибло две трети населения города, а сам город был ликвидирован. На территории г. Нефтегорск грунты представлены в основном мелкозернистыми и пылеватými песками маловлажными, влажными и обводненными, мощностью более 10 метров. Рядом с Домом культуры обнаружен слой мелкозернистых водонасыщенных песков, обладающих свойствами пльвунов. При землетрясении обрушились два двухэтажных каркасных здания, в одном из них находился магазин, в другом Дом культуры, в котором погибли многие выпускники средней школы города Нефтегорска (рис. 1 а). Грунтовые воды в пределах города вскрыты на отметках от 1.5 м до 6.0 м. Встречены грунтовые воды типа верховодки. При землетрясении были разрушены все пятиэтажные крупноблочные жилые дома, построенные без антисейсмических мероприятий. Двухэтажные блочные здания, рассчитанные и построенные на 7 баллов, получили повреждения 1–2 степени. На фотографии (рис. 1 б) видны протяженные груды развалин бывших пятиэтажных домов и двухэтажные здания, не получившие серьезных повреждений. Повреждены трехэтажное кирпичное здание школы, административное здание с почтой, построенные без антисейсмических мероприятий, а также разрушено двухэтажное каркасно-панельное здание НГДУ «Востокнефтегаз», построенное с антисейсмическими мероприятиями.

¹ **Примечание редактора:** материал опубликован в порядке дискуссии.



Рис. 1. Нефтегорск после землетрясения. Разрушены магазин и Дом культуры (а). Устоявшие двухэтажные здания и груды развалин бывших пятиэтажных (б). Фото Г.Л. Коффа.

В результате землетрясения в 3–4 км южнее г. Нефтегорск вскрылся разлом протяженностью до 35 км. В пределах этой зоны обнаружен разжиженный песок, излившийся на поверхность из образовавшихся грифонов. Разжижение грунтов наиболее проявилось на Пильтунской косе, удаленной от эпицентра на 25–30 км. В местах изливания обводненных песчано-глинистых масс на земной поверхности образовались многочисленные кратеры диаметром до 25–30 м и осадки грунта [3].

Чуйское землетрясение 27.09.2003, $M = 7.5$. В 2003 г. недалеко от пос. Бельтир произошло сильное землетрясение такой же силы, что и Нефтегорское. При этом землетрясении почти по всей Чуйской степи происходили выбросы разжиженного песчано-глинистого материала, сопровождаемые разливами разжиженного песка и грязи в виде грязевых «вулканчиков» – грифонов.

В некоторых местах выбрасывались фонтаны воды. В пос. Бельтир на обширном днище долины, в месте слияния двух рек, высота фонтанов достигала 2 м, после образовалось несколько грязевых озёр площадью до 6.5 тысяч квадратных метров. На стадионе поселка тоже образовалось озеро [2].

Это землетрясение также превысило сейсмичность, указанную на картах сейсмического районирования.

Олюторское землетрясение 21.04.2006, $M = 7.8$. На севере Камчатки, вплоть до Хаилинского землетрясения 1991 г., Корякский округ относился к 6-балльной зоне сейсмической опасности. Благодаря работам, направленным на уточнение сейсмичности этого района, в 1993 году пос. Тилички, Корф и Хаилино были переведены в 7-балльную зону. К этому времени строительство в поселках практически прекратилось.

Поселок Корф построен на узкой песчаной морской косе как рыболовная база. Наибольшая ширина косы 650 метров, длина - несколько километров. С юго-востока она омывается водами Корфского залива, а с северо-запада – водами бухты Скрытой.

Корфская коса сложена современными морскими отложениями (mQIV). Они представлены песками разной крупности, гравийными и галечниковыми грунтами с песчаным заполнителем, они залегают в виде линз и прослоев, не выдержаны как по мощности, так и по простираию. Подземные воды в пределах пос. Корф залегают на глубинах от 0 до 2.6 м от дневной поверхности. Сезонная мерзлота в поселке доходит до 2.0 и более метров.

Расстояние от эпицентра до пос. Корф 105 км. Во время землетрясения в рыхлых грунтах образовались трещины, которые разрывали фундаменты домов, реке несущие стены и вызвали наибольшие повреждения в строениях. Произошло практически повсеместное разжижение грунтов, оно сопровождалось фонтанированием и изливанием песка, мелкой гальки, щебня и кусков угля. Мощность излившихся образований - от нескольких сантиметров до метра, иногда и более [4]. Происходила осадка грунта и появился незначительный крен нескольких зданий в

сторону бухты. Крен домов жители определяли по смещению посуды на столах. За ночь посуда сдвигалась на несколько сантиметров.

ПРИМЕРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПОСЕЛКЕ КОРФ

Образовавшаяся в грунте во время землетрясения трещина подошла к двухэтажному блочному зданию спортзала и прошла под ним. Это привело к разрыву фундамента и образованию сквозной вертикальной трещины в продольной стене от фундамента до крыши с увеличением ее раскрытия (рис. 2 а).

Другая трещина в грунте прошла под зданием дизельной электростанции. Фундамент разбит серией трещин шириной до 1.5 – 2.0 см с отколом бетона. Часть фундамента была сдвинута к бухте. В здании образовались широкие вертикальные сквозные трещины, они протянулись от фундамента до крыши (рис. 2 б).



а



б

Рис. 2. Воздействие трещин, образовавшихся в грунте при Олюторском землетрясении, на здания и сооружения в пос. Корф. Трещина подошла к зданию спортивного зала, прошла под ним и разорвала стену (а), другая прошла под зданием дизельной электростанции, а в его стене возникла сквозная трещина (б). Фото Т.К. Пинегиной.

В блочном одноэтажном здании пожарной части при землетрясении образовалась широкая сквозная вертикальная трещина в несущей стене, как и в здании спортзала и дизельной электростанции, но в грунтовом основании трещин не было.

Территория площадки авиаметеорологической станции, как и многие другие места поселка, покрылась сетью трещин разного направления, из некоторых изливались вода и пылеватый песок, образовался фонтан с выбросами песка. Мощность грязевых выбросов составила 10 – 50 см.

В двухэтажном блочном здании школы произошли значительные конструктивные повреждения. В стыках продольных и поперечных стен образовались глубокие трещины, перегородки между классами оконтуривались сетью сквозных трещин, в спортзале появилась густая сеть трещин в перегородках и несущих конструкциях.

По свидетельству учителя Корфской средней школы Г.Н. Катранжи, «землетрясение началось как гул от вездехода, потом произошел резкий толчок снизу. На улице увидел, что пошли волнообразные колебания. Сбивало с ног. На моих глазах появилась первая трещина у угла школы, я ее перепрыгнул. Вскоре появились фонтаны. Высота фонтанов около 50 см. Излияние было спокойное, происходило минут 15».

На территории аэропорта в ангарах для ремонта вертолетов произошел перекося дверей, появились трещины в стыке стен. От дверных проемов вдоль стены образовались сквозные трещины. Несущие торцевые опоры отклонились от стен на 5–7 см и разорвались со смещением и разворотом (рис. 3 а), в несущих бетонных стенах были отмечены глубокие сквозные трещины. Бетонный пол в ангарах разбит и покорежен (рис. 3 б).



а



б

Рис. 3. Несущие торцевые опоры ангаров на территории аэропорта разорваны со смещением (а), покорежен бетонный пол (б). Фото Т.К. Пинегиной.

По свидетельству очевидцев, в аэропорту в ангарах было опасно работать. Все трещало, стоять было трудно. Около ангаров и на взлетной полосе образовались трещины от тонких до нескольких сантиметров шириной и произошли выбросы грязи на площади от первых десятков квадратных метров до нескольких сотен. Деформированы асфальт и бетонные плиты, появилось много осадок грунта.

На улице около ангара земля лопалась, выбивались фонтаны на 10–15 см. На территории аэропорта прыгал вертолет, на дороге прыгал грузовой автомобиль КамАЗ.

На засыпанных заболоченных участках трещины, появившиеся в грунте, подходили к домам и разрывали фундаменты в нескольких местах. В результате этого дома были сдвинуты с фундаментов с разворотом. Подобное отмечено и в некоторых других случаях в этом поселке, а также в поселках Тиличики и Хаилино. В квартирах были деформированы стены. Перекосились оконные колоды, дверные проемы. Пол в квартирах выгибался в центре и опустился в сторону окон. Это объясняется тем, что под домами произошли мощные излияния песка. Аналогичные явления наблюдались в других домах и поселках. Центральная часть одного из домов, возведенных на насыпных отложениях, просела.

Во время колебаний образовывались зазоры между зданиями и мерзлым грунтом шириной до 10–15 см. Подвалы домов до землетрясения были сухими, во время землетрясения их затопило водой до уровня пола. Возле дома, со стороны бухты, образовалось небольшое озеро, которое со временем покрылось льдом (конец апреля, $t = -200$) (рис. 4 а). Рядом с домом

били фонтаны воды с песком, илом, мелкой галькой и углем высотой до 1.5 м. Летом 2006 года воды бухты Скрытая вплотную подошли к дому и подтопили его (рис. 4 б).



Рис. 4а



Рис. 4б

Рис. 4. Возле дома, со стороны бухты, образовалось небольшое озеро, которое вскоре покрылось льдом (а). Летом воды бухты Скрытая подтопили его (б). Фото Т.К. Пинегиной, Г.А. Катранжи.

Первая от бухты улица была залита песком и илом. Не исключено, что наличие достаточно мощного слоя мерзлых грунтов (до 2.4 – 2.6 м) уменьшило сейсмический эффект при землетрясении и уменьшило осадку грунта, летом разрушительный эффект был бы существенно выше.

За пределами поселка в грунте вдоль бухты протянулась сеть трещин длиной от нескольких метров до сотен метров. Вся обозримая территория залита выбросами песка и ила. Площадь грязевых выбросов достигла многих квадратных километров. Одна из трещин прошла под заброшенным бетонным бараком и расколола его на две части.

В поселке значительные конструктивные повреждения получили большинство (83%) из обследованных зданий каменной постройки и двухэтажных зданий из бруса (71%), половина одноэтажных деревянных домов. Для дальнейшей эксплуатации они не пригодны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Армении землетрясением уничтожен город Спитак, разрушены города Ленинакан, Кировакан, Степанаван и сотни селений. Города Нефтегорска нет. Поселок Бельгир перенесен на другое место. Поселок Корфф перестал существовать. Пример только этих четырёх разрушительных землетрясений последнего времени показывает, что жители и местные власти не были готовы к подобным разрушительным событиям. Проявление процессов разжижения требует обязательного учёта их при планировании мероприятий по снижению уровня сейсмического риска. Не рекомендуется застраивать территории, сложенные водонасыщенными рыхлыми песками и косы, подобные Корфской, на которой до глубины 200 м не обнаружены прочные грунты.

В карты сейсмического районирования, тем более сейсмического микрорайонирования, необходимо вводить учет опасностей вторичных процессов, особенно разжижения грунтов. Необходимо повысить ответственность изыскательских организаций за необоснованное снижение сейсмической опасности территорий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинова Т.Г. Особенности грунтов, обладающих свойствами тиксотропии (на примере Петропавловска-Камчатского, Кировакана, Нефтегорска) // Память и уроки Нефтегорского землетрясения. Южно-Сахалинск, 2000. С. 133-136.

2. Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Землетрясения осени 2003 года в Горном Алтае // Наука в Сибири. 2003. № 50 (2436). С. 6.
3. Стрельцов М.И. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 года на Сахалине. М.: Янус-К, 2005. 177 с.
4. Konstantinova T.G., Pinegina T.K. The results of Olyotorskoye Earthquake on 21 april 2006, Korf settlement // Proceedings of the International Geotechnical Symposium (IGSS, 2007). Geotechnical engineering for disaster prevention & reduction, 24-26th July, 2007, Yuzno-Sakhalinsk / Editors: Eun Chul Shin & Askar Zhusupbekov. Seoul: CIR Publisher of Korean Publishing Company, 2007. P. 450-456.

УДК 556.33:550.348

РАЗВИТИЕ МЕТОДИКИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В СКВАЖИНАХ ДЛЯ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ)

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
gala@emsd.ru, boldina@emsd.ru

Уровнемерные наблюдения в скважинах традиционно рассматриваются в качестве одного из эффективных методов мониторинга сейсмоактивных регионов и поиска предвестников сильных землетрясений [2-6]. В результате многолетних наблюдений установлено, что в изменениях уровня могут проявляться разнообразные вариации под влиянием процессов подготовки и реализации землетрясений, а также других геодинамических процессов, сопровождающихся изменениями напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород. Диагностика гидрогеосейсмических вариаций уровня воды с определением их форм, амплитуд и продолжительностей является одной из главных задач при проведении специализированных наблюдений на сейсмопрогностических полигонах, потому что такие вариации являются единственными доступными для изучения проявлениями гидрогеодинамических процессов в системах «скважина – водовмещающая порода» под воздействием сейсмичности.

В [4] были определены актуальные научные задачи, направленные на повышение эффективности метода уровнемерных наблюдений:

- изучение закономерностей проявления в изменениях уровня воды гидрогеодинамических предвестников, ко- и постсейсмических эффектов, в зависимости от параметров землетрясений и локальных гидрогеологических условий;
- разработка методологии изучения гидрогеодинамических процессов в системах «скважина – водовмещающая порода» под влиянием сейсмичности и оценки деформометрических свойств скважин;
- оценка сейсмопрогностической информативности метода уровнемерных наблюдений.

Решение этих задач основывается на систематизации и обобщении данных многолетних уровнемерных наблюдений в сейсмоактивных регионах.

В таблице 1 отражены основные мероприятия по развитию наблюдательной сети и методики обработки данных уровнемерных наблюдений на Камчатке. На рисунке 1 Б приводится схема расположения шести скважин, в которых проводились уровнемерные наблюдения с дискретизацией 5-10 минут и были зарегистрированы различные типы гидрогеосейсмических вариаций уровня воды.

ИЗУЧЕНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ ВОДЫ

С использованием оригинальной методики обработки данных уровнемерных наблюдений были выделены вариации уровня в связи с сильными ($M \geq 5.0$) местными землетрясениями и сильнейшими ($M \geq 7.6$) землетрясениями на расстояниях до 800 – 9000 км. В [4] выполнена типизация гидрогеосейсмических вариаций и установлены общие закономерности их проявления. Показано, что в скважинах, вскрывающих на глубинах в первые сотни метров вулканогенно-осадочные и терригенные породы неогенового и мелового возраста, могут регистрироваться гидрогеодинамические предвестники, косейсмические скачки и постсейсмические вариации при местных землетрясениях, а также различные вариации уровня (колебания, повышения, понижения) при прохождении поверхностных сейсмических волн от сильнейших удаленных землетрясений. При этом особенности таких сигналов определяются

техническими характеристиками скважин и локальными гидрогеологическими условиями, в первую очередь, составом порового флюида и водопроницаемыми свойствами водовмещающих пород. Установление определяющего значения в проявлении гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, технических особенностей отдельных скважин и локальных гидрогеологических условий выдвинуло в качестве первоочередной задачу изучения процессов их формирования на основе создания феноменологических моделей поведения систем «скважина – водовмещающая порода» при сейсмических воздействиях. Примеры разработки таких моделей приводятся в [1].

Таблица 1. Развитие сети и методики обработки данных уровнемерных наблюдений на Камчатке, 1987 - 2011 гг.

Дата	Содержание работ	Организация
1978-1993 гг.	Организация и проведение уровнемерных наблюдений с использованием поплавковых самописцев, периодичность представления данных 1 раз в сутки.	КОМСП
1996-1997 гг.	Организация цифровой регистрации уровня воды на скв. Е-1 и ЮЗ-5 (периодичность 10 мин) с использованием регистратора ГИП-3 и датчика уровня ДУ.	КЦМСИВА, ИФЗ
2001-2002 гг.	Модернизация системы уровнемерных наблюдений на скв. Е - 1 и ЮЗ - 5; установка регистраторов Кедр А2 и ультразвуковых датчиков уровня воды (ООО Полином, г. Хабаровск); периодичность регистрации 10 мин;	КЦМСИВА, ИФЗ КОМСП
	Организация цифровых уровнемерных наблюдений на сети скважин ОАО «Камчатгеология» (скв. 1303, 1306, 1309, 1311);	КГ
	Внедрение программных средств информационной системы POLYGON для сбора, хранения и обработки данных уровнемерных наблюдений.	КОМСП
2004 г.	Создание методики обработки данных уровнемерных наблюдений для выделения гидрогеосейсмических вариаций уровня воды.	КОМСП
	Организация цифровых уровнемерных наблюдений на скважинах ОАО «Камчатгеология» с периодичностью 10 мин.	КГ
2007-2011 гг.	Модернизация системы уровнемерных наблюдений.	КФ ГС РАН
	Использование регистраторов Кедр-Д, Кедр ДМ v2 (ООО «Полином», г. Хабаровск) и телеметрической передачи данных; периодичность регистрации 5 мин	КГ

Примечание: КОМСП – Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия (с 2004 г. – Камчатский филиал Геофизической службы РАН – КФ ГС РАН); КЦМСИВА – Камчатский центр мониторинга сейсмической и вулканической активности; ИФЗ – Институт физики Земли, г. Москва; КГ – ОАО «Камчатгеология».

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМАХ «СКВАЖИНА – ВОДОВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА»

Построение вышеназванных моделей, объясняющих гидрогеосейсмические вариации уровня воды, включает четыре основных этапа экспериментальных и аналитических мероприятий [1]. Первый этап – оценка фильтрационных и упругих параметров водовмещающих пород с использованием данных опытно-фильтрационных работ в скважине и результатов барометрического и приливного анализа вариаций уровня воды с определением величин его барометрической эффективности и приливной чувствительности в зависимости от частоты.

Второй этап – оценка параметров инерционности водообмена между скважиной и водовмещающими породами, включая моделирование отклика уровня воды на изменения порового давления в широком диапазоне частот и верификацию результатов моделирования по поведению амплитудной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды.

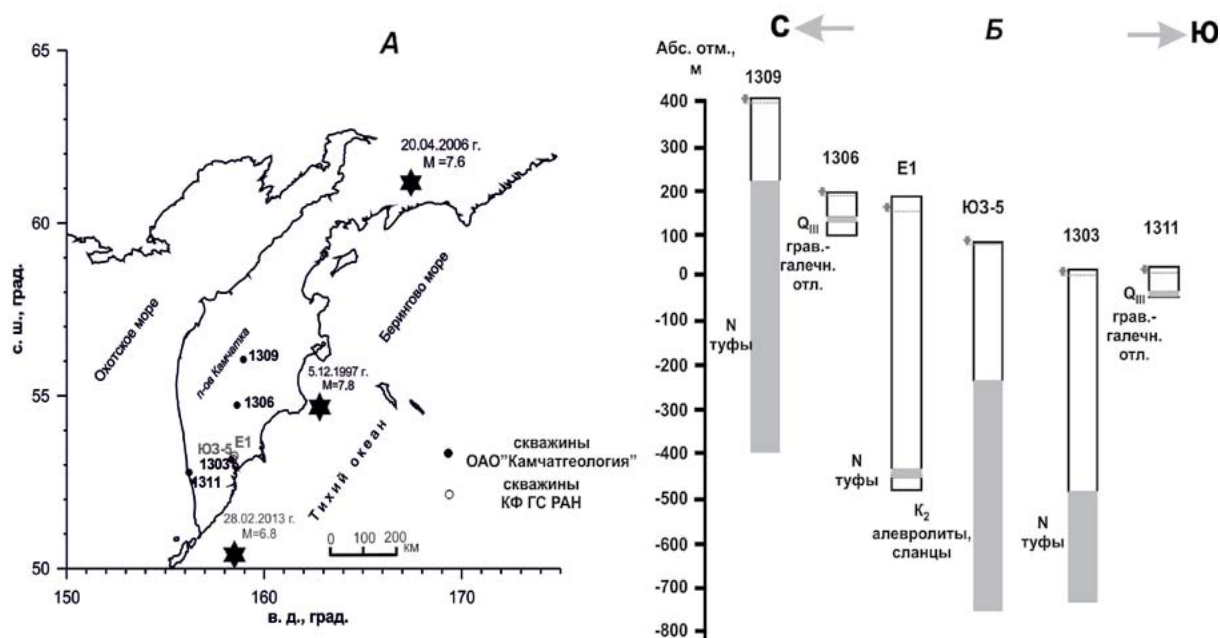


Рис. 1. Схемы расположения скважин (А) и их строение (Б): серым цветом выделены области связи стволов скважин с подземными водами; стрелки обозначают положение уровня воды в скважинах. Звездами показаны эпицентры землетрясений Кроноцкого 05.12.1997 г., Олюторского 20.04.2006 г. и землетрясения 28.02.2013 г.

Третий и четвертый этапы включают обоснование математических моделей для описания зарегистрированных гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в рассматриваемой скважине, их моделирование и анализ результатов.

Основными результатами четвертого этапа и создания модели в целом являются выводы о характере гидрогеодинамических процессов, формирующих соответствующие типы гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, а также практические следствия для задач геофизического мониторинга и поиска предвестников землетрясений. К наиболее важным практическим результатам относится обоснование возможности получения количественных оценок или качественных заключений об изменениях напряженно-деформированного состояния геологической среды в районе скважины на стадиях подготовки и реализации сильных землетрясений.

ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ

Гидрогеодинамический предвестник в форме синхронного понижения уровня воды в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 с амплитудами 1 и 11 см проявлялся в течение трех недель перед Кроноцким землетрясением 05.12.1997 г., $M = 7.8$ (рис. 1 А) [4, 5]. Его проявление объясняется квазиупругой деформацией расширения водовмещающих пород при развитии предсейсмических движений в области очага Кроноцкого землетрясения, зафиксированных методом GPS-геодезии.

Аномальные изменения уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и Е-1 были также обнаружены в апреле 2006 г. в период, предшествующий Олюторскому землетрясению 20.04.2004 г., $M = 7.6$ (рис. 1 А) [6]. Вместе с тем, однозначное утверждение о связи (или отсутствии такой связи) выявленных аномалий с процессом подготовки Олюторского землетрясения представляется преждевременным, в первую очередь, из-за большой удаленности области очага этого землетрясения (1030 км). Наиболее вероятной причиной таких изменений уровня в трех скважинах являются локальные изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород вследствие активизации геодинамических процессов на прилегающем участке Камчатской сейсмофокальной зоны. Предполагалось, что связь во времени между такой активизацией и подготовкой Олюторского землетрясения в Корякском нагорье может быть обусловлена планетарным процессом и требует проверки на большем фактическом материале.

В скв. Е-1 гидрогеодинамический предвестник в форме увеличения суточной скорости понижения уровня воды (рис. 2) проявляется примерно перед 70% землетрясений с $M \geq 5.0$ на расстояниях до 350 км [3, 4]. Сейсмопрогностическая эффективность этого вида предвестника составляет $I = 2 - 3$ [3, 4] и показывает, что его использование может улучшить прогнозирование сильных землетрясений в 2-3 раза, по сравнению со случайным угадыванием, с заблаговременностью в первые недели – месяцы. С 2002 г. по настоящее время с использованием этого вида предвестника осуществляется среднесрочная оценка возможности возникновения землетрясений в районе г. Петропавловска-Камчатского с представлением прогнозных заключений в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений и оценке сейсмической опасности (КФ РЭС).

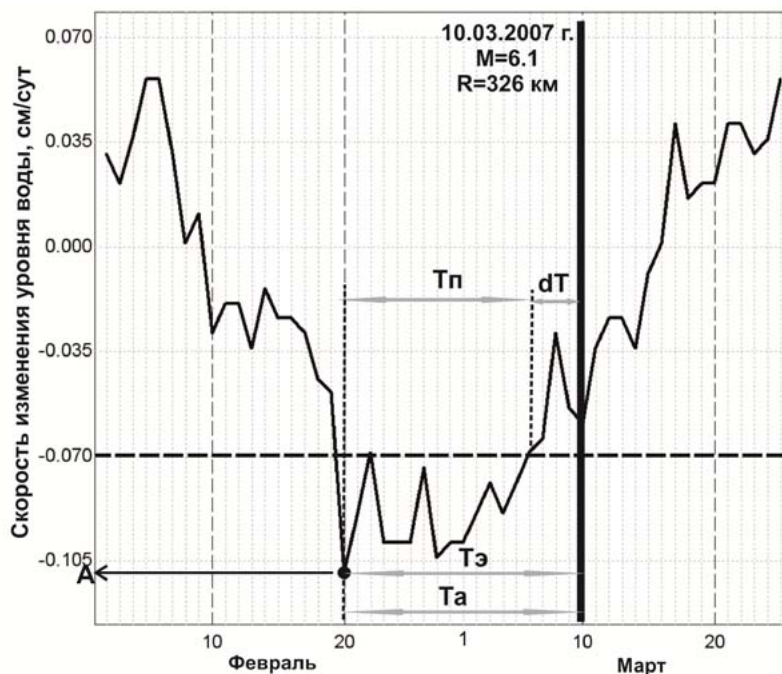


Рис. 2. Проявление предвестника в изменениях уровня воды в скв. Е-1 перед землетрясением 10.03.2007 г. и его параметры: T_p – продолжительность, T_a – заблаговременность, A – экстремальная амплитуда, $T_{э}$ – время от экстремальной амплитуды до землетрясения, dT – время от окончания предвестника до землетрясения. Горизонтальной пунктирной линией показано пороговое значение скорости понижения уровня воды -0.07 см/сут.

На рисунке 3 показаны изменения уровня воды в скважине Е-1 в период землетрясения 28.02.2013 г., $M = 6.8$ (рис. 1 А). Перед этим событием в течение 44 сут наблюдалось понижение уровня с повышенной скоростью, и было выдано заблаговременное уведомление КФ РЭС о возможности возникновения сильного землетрясения. Вероятность такого события оценивалась в 73% при величине эффективности предвестника $I = 2.2$.

После землетрясения уровень повысился с амплитудой 2 см. Такое изменение уровня воды является типичным в случаях проявления сильных ($M \geq 6.6$) местных землетрясений на расстояниях до 300 км [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты равномерных наблюдений и пример успешного прогноза землетрясения 28 февраля 2013 г. показывают, что:

- используемая в КФ ГС РАН система специализированных наблюдений позволяет диагностировать различные типы гидрогеосейсмические вариации уровня воды, в т.ч. гидрогеодинамические предвестники сильных землетрясений, в режиме близком к реальному времени;

- предложенный ранее в [3, 4] метод вероятностного среднесрочного сейсмического прогноза времени сильных землетрясений на Камчатке с заблаговременностью месяцы – недели, основывающийся на данных уровневых наблюдений на скв. Е-1, продемонстрировал свою практическую полезность в системе прогнозирования сейсмической опасности в Камчатском крае.

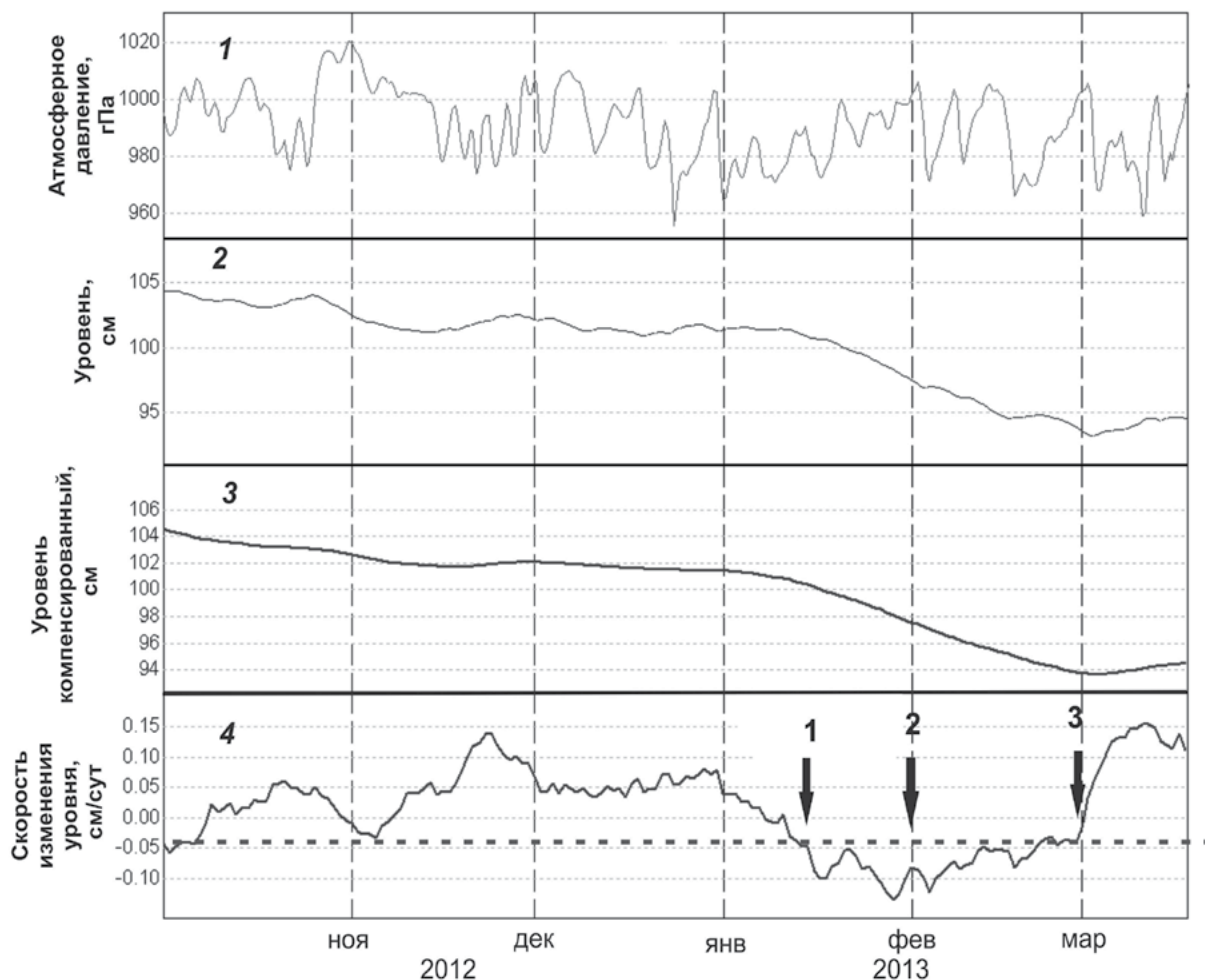


Рис. 3. Изменения уровня воды в скважине Е-1 с 1.09.2012 г. по 18.03.2013 г., включающие проявление гидрогеодинамического предвестника и постсейсмическое повышение в связи с землетрясением 28.02.2013 г.:

- 1 и 2 – данные 5-минутной регистрации атмосферного давления и уровня воды,
 3 – среднесуточные изменения уровня воды с компенсированными баровариациями,
 4 – суточная скорость изменения уровня с учетом скорости нисходящего тренда.

На графике 4 стрелками показаны: 1 – 16.01.2013 г., начало проявления гидрогеодинамического предвестника; 2 – 1.02.2014 г., дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС; 3 – 28.02.2013 г., дата землетрясения. Горизонтальная пунктирная линия – пороговое значение суточной скорости изменений уровня воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Моделирование гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: тр. науч.-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. Т. 1. С. 166-170.
2. Киссин И.Г. Гидрогеологический мониторинг земной коры // Физика Земли. 1993. №8. С. 58-69.

3. 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.
4. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смолина Н.Н., Сизова Е.Г., Касимова В.А. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в пьезометрических скважинах Камчатки (по данным наблюдений 1987-2011 гг.) // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений. Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. «Новая книга», 2012. С. 236-269.
5. Копылова Г.Н., Болдина С.В. О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w = 7.8$ // Тихоокеанская геология. 2012. № 5. С. 104-114.
6. 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.

УДК 550.34

О РАЗРАБОТКЕ НОВОЙ ТЕХНОЛОГИИ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЛЯ НИЗКОЧАСТОТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ)

Г.Н. Копылова¹, А.А. Любушин², В.А. Касимова¹, Л.Н. Таранова¹

¹ Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
gala@emsd.ru, vika@emsd.ru

ВВЕДЕНИЕ

Разработка и внедрение в практику новых технологий прогноза сильных землетрясений с использованием данных геофизического мониторинга является одной из приоритетных задач в науках о Земле. Основными компонентами таких технологий являются: 1 - наличие системы сбора, хранения и обработки данных о вариациях геофизических полей в сейсмоактивном регионе; 2 – наличие признаков (предвестников) подготовки сильных землетрясений, проявляющихся в изменениях параметров геофизических полей, и установление их сеймопрогностических свойств; 3 – создание алгоритмов обработки геофизической информации, направленных на оперативное выделение признаков подготовки сильных землетрясений; 4 – создание программного и информационного обеспечения для эффективного функционирования технологии прогнозирования сильных землетрясений.

В докладе представлены результаты совместных работ Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) и Института физики Земли РАН по созданию технологии оценки сейсмической опасности и прогнозирования сильных землетрясений в Камчатском сейсмоактивном регионе на основе использования прогностических свойств низкочастотного сейсмического шума (НЧСШ), записанного на сети широкополосных станций (рис. 1).

Исследование сеймопрогностических свойств НЧСШ проводится с использованием методики, разработанной А.А. Любушиным и апробированной на примере сильнейших японских землетрясений 2003 - 2011 гг. с величинами $M \geq 8$. В работах [2, 4, 5] убедительно показана возможность осуществления заблаговременной выдачи среднесрочных сейсмических прогнозов времени и места возникновения таких событий по данным, получаемым на сети широкополосных сейсмических станций F-net в Японии, с временем упреждения не более месяцев – первых лет.

Основу разрабатываемой технологии прогнозирования сильных землетрясений составляют оценки комплекса статистических параметров, характеризующих пространственно-временные вариации поля НЧСШ, и их визуализация в виде набора карт и графиков. Описание алгоритмов получения статистических параметров НЧСШ приводится в [1, 6]. Предварительные результаты исследования поля сейсмических шумов на Камчатке по данным наблюдений за 2.5 года (январь 2011 – июнь 2013 гг.) представлены в [3].

В настоящей работе рассматриваются особенности изменения поля НЧСШ на Камчатке в период времени 2011 - 2014 гг. с использованием мульти-фрактальных параметров D_α - ширины носителя спектра сингулярности и a^* - обобщенного показателя Херста, рассчитываемых по записям шума, полученных на сети станций.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На территории Камчатского края и о-ва Парамушир имеется сеть цифровых широкополосных сейсмических станций, данные с которых в режиме реального времени поступают

в Информационно-обрабатывающий центр КФ ГС РАН. В качестве источников сейсмических данных использовались записи вертикальных компонент движений грунта на канале ВНЗ с частотой оцифровки 100 Гц, полученные на 20-ти широкополосных сейсмических станциях Геофизической службы РАН (рис. 1). Для расчета информативных статистик НЧСШ использовались временные ряды шума, зарегистрированного на каждой станции, с дискретизацией 1-минута. Для получения 1-минутных рядов вычислялись средние значения исходных записей в последовательных интервалах времени длиной 6000 отсчетов. Получаемые 1-минутные временные ряды НЧСШ для всех 20-ти станций хранятся в пополняемой базе данных на сервере КФ ГС РАН с доступом по локальной сети.

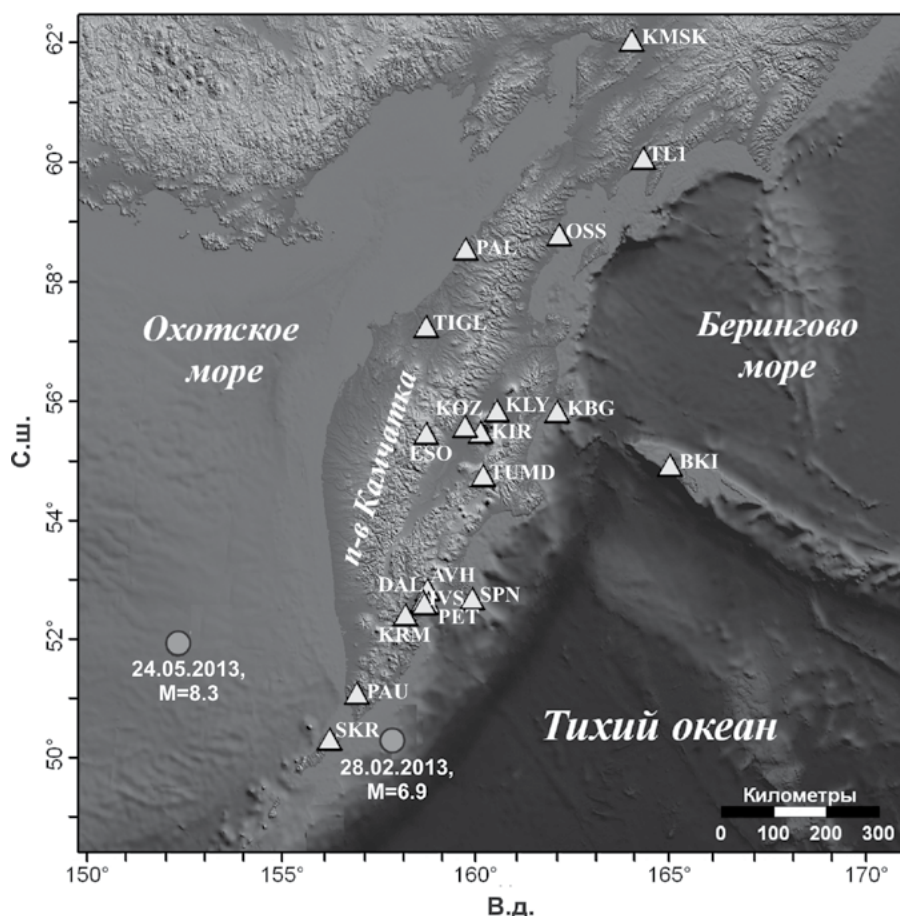


Рис. 1. Схема расположения сейсмостанций (треугольники) и эпицентров сильных землетрясений 2013 г. (кружки) (табл. 1).

Таблица 1. Данные о землетрясениях с $M_w \geq 6.9$ (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes>)

Номер землетрясения	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс	Координаты		Глубина, км	Магнитуда, M_w
			град., с.ш.	град., в.д.		
1	28.02.2013	14:05:50	50.942	157.339	41	6.9
2	24.05.2013	05:44:49	54.874	153.281	609	8.3

Оценки статистик НЧСШ производились в последовательных интервалах времени длиной 1440 отсчетов или 1 сутки для 1-минутных временных рядов по каждой станции после удаления низкочастотных трендов полиномом 8-го порядка для подавления влияния приливных и термических деформаций земной коры на вариации шума.

Использовались два способа визуализации данных: 1 – в форме карт пространственно-временного распределения усредненных статистик НЧСШ на заданном интервале времени

(рис. 2); 2 – в виде графиков минимальных, средних и максимальных значений статистик шума, оцениваемых в заданном окне длиной не менее одного месяца с заданным шагом по времени (рис. 3).

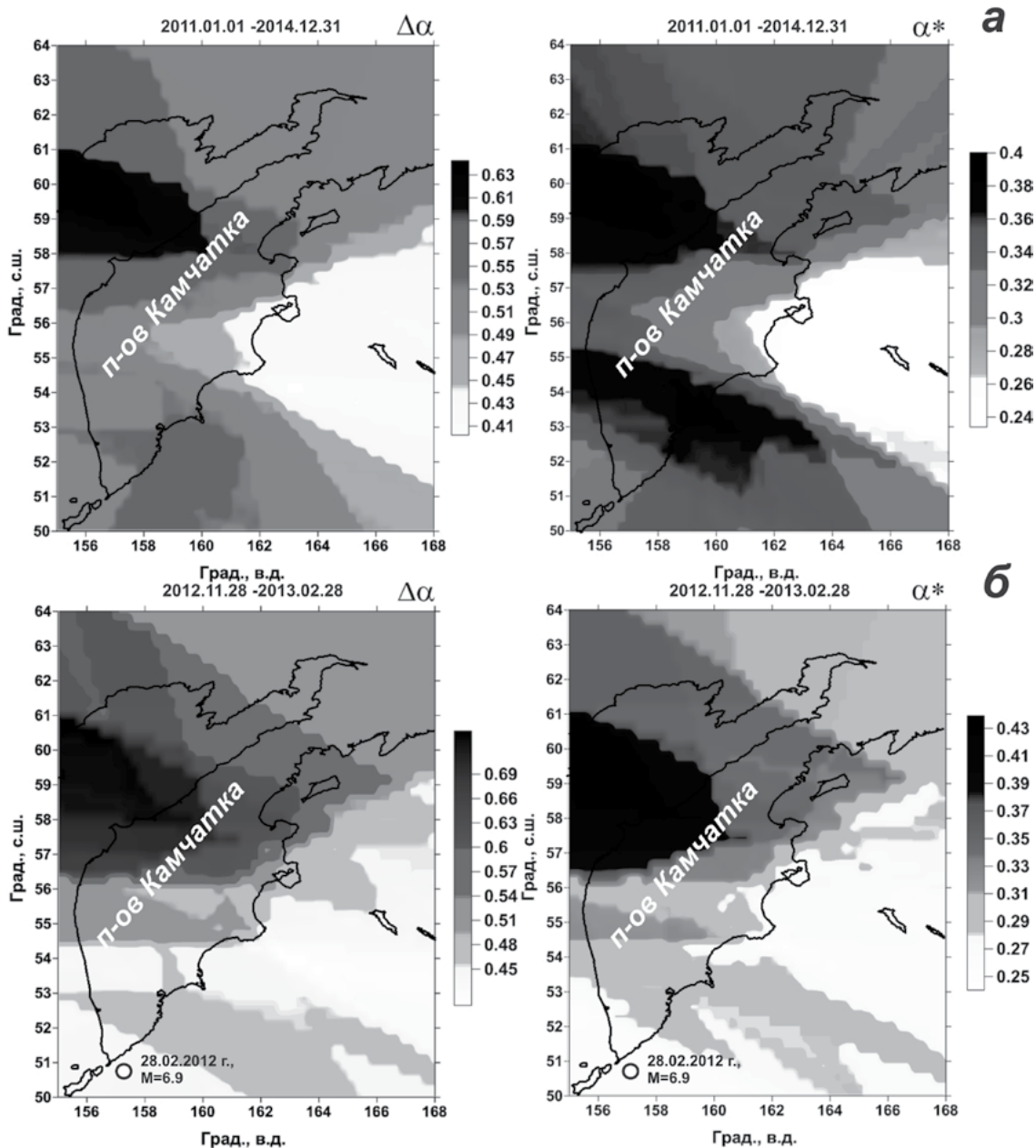


Рис. 2. Карты распределения мульти-фрактальных параметров $\Delta\alpha$ и α^* за весь период наблюдений с 01.01.2011 по 31.12.2014 гг. (а) и за 3 месяца до землетрясения 28.02.2013 г. (б)

Для построения карт анализируемая прямоугольная область в диапазоне $50^\circ - 64^\circ$ с.ш. и $155^\circ - 168^\circ$ в.д. покрывалась равномерной сеткой из 50×50 узлов. На картах отражается распределение статистик по площади, полученное методом интерполяции совокупности медиан параметров от трех ближайших к каждому узлу станций. При усреднении ежедневных карт по всем дням внутри заданного интервала времени, получают усредненные карты, характеризующие особенности изменения отдельных параметров по пространству за соответствующий интервал времени. Анализ совокупности таких карт для одного и того же интервала времени и их изменчивости позволяет проследивать главные особенности поля НЧШ для территории Камчатки.

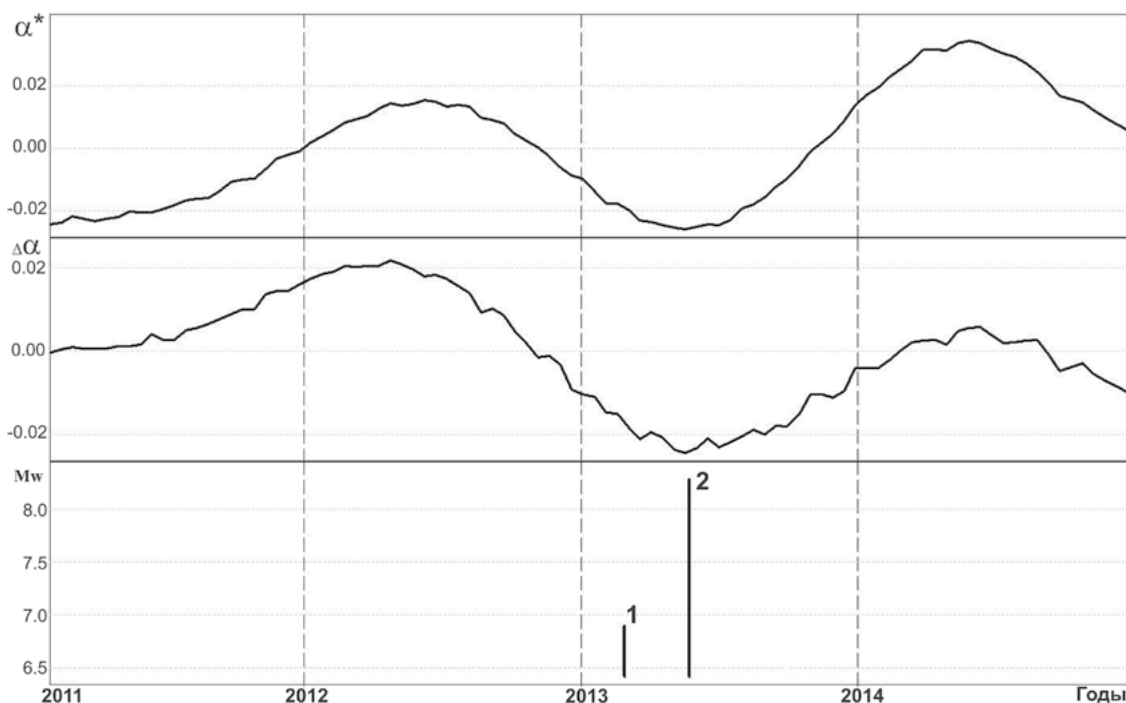


Рис. 3. Изменения среднего значения обобщенного показателя Херста α^* и ширины носителя спектра сингулярности $\Delta\alpha$, вычисленных для усредненных ежесуточных карт в скользящем временном окне 30 суток (1 месяц) с шагом 15 суток в 2011 – 2014 гг. в сопоставлении с произошедшими землетрясениями (табл. 1)

Для оценивания динамики изменения статистик поля НЧСШ во времени использовалось построение графиков средних, а также минимальных и максимальных значений параметров, оцениваемых по усредненным картам за соответствующий интервал времени. Для этого весь период наблюдений разбивался на равные интервалы времени и для каждого такого интервала рассчитывались усредненные карты статистик НЧСШ. Далее в узлах регулярной сетки на каждой такой карте находились минимальные, средние и максимальные значения каждой из статистик шума. Примеры графиков изменения средних величин $\Delta\alpha$ и α^* приводятся на рис. 3. По таким графикам может даваться динамическая оценка изменчивости сейсмической опасности на Камчатке.

При анализе карт и графиков предполагалось, что понижение величин $\Delta\alpha$ и α^* указывает на повышение сейсмической опасности и угрозу возникновению сильного землетрясения с M не менее 7.0 – 7.5. Физические принципы, лежащие в основе использования критериев минимальных величин $\Delta\alpha$ и α^* для выделения сейсмически опасных регионов, основаны на предположении о консолидации малых блоков земной коры в структуру больших размеров, формирующую очаг будущего сильного землетрясения. Низкие значения $\Delta\alpha$ и α^* могут быть обусловлены большим числом низкочастотных выбросов, которые можно связать с взаимными движениями неконсолидированных малых блоков земной коры. Тогда высокие их значения можно связывать с повышенной консолидацией малых блоков земной коры и, как следствие этого, малым числом высокоамплитудных вариаций сейсмического шума. Формирование крупного консолидированного блока сопровождается потерей разнообразия передаточных и резонансных свойств среды, что сопровождается потерей мульти-фрактальности временных рядов НЧСШ и уменьшением параметров $\Delta\alpha$ и α^* .

РЕЗУЛЬТАТЫ

В 2013 г. на Камчатке наблюдалось усиление сейсмической активности, в т.ч. произошли землетрясения 28 февраля с $M = 6.9$ и мантийное Охотоморское землетрясение 24 мая с $M = 8.3$ (рис. 1, таблица).

Для анализа поведения параметров α^* и $\Delta\alpha$ перед сильными событиями 2013 г. были построены усредненные карты их распределения за периоды времени 3 и 6 месяцев. Выводы об особенностях поведения поля НЧСШ на стадиях подготовки землетрясений основывались на сопоставлении полученных карт (рис. 2б) с картами за весь период наблюдений, которые рассматривались в качестве фоновой характеристики распределения параметров шума (рис. 2а).

Для оценки динамики изменения мульти-фрактальных параметров α^* и $\Delta\alpha$ во времени были построены графики изменения максимальных, минимальных и средних значений рассматриваемых параметров, вычисленных для усредненных ежесуточных карт в скользящих временных окнах 30 суток (1 месяц) и 90 суток (3 месяца) с шагом 15 суток и 30 суток соответственно. На рис. 3 приводятся графики их средних значений. Из них следует, что в поведении временных рядов наблюдается понижение средних значений α^* и $\Delta\alpha$ перед сильными землетрясениями. Это подтверждается также построением усредненных карт распределения параметров, на которых также выделяются области пониженных значений α^* и $\Delta\alpha$, предшествующие землетрясениям. На карте распределения параметров за три месяца до землетрясения 28 марта 2013 г. (рис. 2б) область пониженных значений α^* и $\Delta\alpha$ четко выделяется в районе юга Камчатки и о-ва Парамушир.

Выполненный анализ пространственно-временного распределения параметров α^* и $\Delta\alpha$ показывает, что характер их изменений соответствует модельным представлениям о проявлении процессов подготовки сильных землетрясений в вариациях поля НЧСШ. Это может рассматриваться как показатель информативности статистик α^* и $\Delta\alpha$ для их использования в сейсмопрогностических целях и указывает на перспективность общего подхода к изучению вариаций НЧСШ в рамках разрабатываемой технологии оценки сейсмической опасности и прогноза сильных землетрясений на Камчатке.

Также следует отметить, что по данным наблюдений 2011–2014 гг. выделяется центральная часть Камчатской сейсмофокальной зоны в диапазоне широт $53^\circ - 58^\circ$ с.ш. (рис. 2а) как наиболее опасная для возникновения одного или нескольких сильных землетрясений с $M \geq 7.5-8.0$.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 15-05-00414, научный руководитель А.А. Любушин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Любушин А.А. Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997-2012 // Физика Земли. 2014. № 3. С. 18-27.
2. Любушин А.А. Карты свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности // Физика Земли. 2013. № 1. С. 11-20.
3. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н. Мульти-фрактальные характеристики сейсмического шума на Камчатке, 2011-2013 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: тр. Четвертой науч.-технич. конф. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 382-386.
4. Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23-33.
5. Любушин А.А. Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 года. Долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10, № 1. С. 9-35.
6. Любушин А.А. Тренды и ритмы синхронизации мультифрактальных параметров поля низкочастотных микросейсм // Физика Земли. 2009. № 5. С. 15-28.

УДК 550.34+551.21

ФИЗИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ: ОБЩНОСТЬ И РАЗЛИЧИЯ*В.В. Кузнецов*

Институт космofизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, Камчатский край, Россия

Автором разрабатывается ударно-волновая модель землетрясения. Ударная волна (УВ) в момент землетрясения, образуясь в районе гипоцентра, выходит на поверхность Земли. При этом возникает отраженная волна растяжения (разгрузки), направленная в противоположную (от УВ) сторону. Взаимодействие этих волн приводит к сильным движениям, таким как разрывы поверхности, разуплотнение грунта, колебательные движения и т.п. Известно, что землетрясения и извержения вулканов происходят примерно одновременно и - в одном и том же месте (например, на побережье Тихого Океана).

Анализируя сейсмическую волновую картину под очагом вулканов, нами было показано, что магматический очаг не имеет корней, уходящих к внешнему ядру Земли. Возникает вопрос, каким образом он возник и как происходит подогрев магмы? Предлагается принципиально новая модель вулкана, согласно которой возникновение магматического очага и его регулярная «подпитка» энергией происходит за счет землетрясений. Физика этих «вулканических» землетрясений (ВЗ) несколько отличаются от обычных. Во-первых, УВ распространяется в упругой среде и приходит к поверхности Земли практически без потерь. Во-вторых, (ВЗ) - УВ встречает на своем пути неупругую среду, в которой возникает волна разгрузки, и УВ диссипирует с нагревом среды и образованием магматического очага. Аналогичная ситуация возникает в грязевых вулканах, медленных землетрясениях, образовании воронок в газогидратах и т.п. По-видимому, во всех рассматриваемых случаях мы имеем дело с некоторой особенностью поведения среды, которая при её возмущении, «снимает» его (т.е. возмущение) путем генерации УВ и переноса энергии возмущения на любое расстояние от источника возмущения. Аналогичная ситуация возникает в биологии, когда, например, в кровеносном сосуде возник тромб, скорость течения крови замедлилась, начался нагрев среды, возникает т.н. квейк (quake, трясение), который есть ни что иное как ударная волна, приводящая к охлаждению этого участка. Аналогичные квейки встречаются не только в земле (earthquake), но и во льду (icequake), океанах, атмосфере и ионосфере.

УДК 550.34(571.64)

**О ФИЗИКЕ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ГРУНТА ВО ВРЕМЯ НЕВЕЛЬСКОГО
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2007 ГОДА***В.В. Кузнецов*

Институт космofизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, Камчатский край, Россия

Проведен анализ материалов, собранных после Невельского землетрясения. Выявлены отличительные признаки разрабатываемой автором ударно-волновой модели землетрясения (УВМЗ). Показано, что в Невельском землетрясении 2007 г. присутствуют признаки УВМЗ. Схематично приведена УВМЗ: Ударная волна (УВ) образуется за счет реализации быстрых структурных фазовых переходов. УВ распространяется от зоны её образования (гипоцентр) до поверхности Земли в упругой среде литосферы практически без потерь. При выходе УВ на поверхность Земли возникает волна разгрузки (растяжения) (ВР). Взаимодействие между УВ и ВР приводит (в полном соответствии с физикой УВ) к т.н. сильным движениям грунта в эпицентре землетрясения. В рамках этой модели показано, что движения блоков в направлении обратном ко-сейсмической подвижке происходить не будет. Другими словами, назад под воду новая сахалинская (российская земля), если не принимать в расчет разрушение волнами и ветром – не уйдет.

УДК 550.34.01

РАЗВИТИЕ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ В ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД

Р.А. Лементуева, Н.Я. Бубнова, А.А. Треусов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
bubnova@ifz.ru

Изучалось развитие процесса трещинообразования при длительном нагружении с помощью невзрывной разрушающей смеси (НРС). В качестве образцов использовались блоки из мрамора и доломита. Применялась система Aline с комплектом четырех акустических датчиков [2]. Первые вступления акустических волн использовались для определения координат источников излучения акустических сигналов. При этом с помощью разработанной программы [2] определялись локальные центры разрушения, их миграция (изменение координат источников акустических сигналов (АС) со временем эксперимента), амплитуды колебательного процесса в момент возникновения магистральной трещины разрушения.

В процессе нагружения образуются дефекты, которые возникают прежде всего там, где существуют слабые места в структуре горной породы [1]. Всегда имеются слабо связанные слои в материале, оторванные зерна, нарушения адгезионной связи между слоями. Часть неоднородностей в образце создают посторонние включения и минералы [1].

В начале эксперимента под действием приложенной нагрузки формировалась концентрация напряжений вблизи неоднородностей и дефектных слоев в образце. Первые сильные АС развиваются, по-видимому, под действием растягивающих напряжений [2, 3]. Миграция центров АС возникает за счет действия «сдвиговых» напряжений в сочетании с «нормальными».

Координаты возникших сигналов отмечаются в разных объемах образца. Вычислены координаты сильных источников АС, которые четко регистрировались четырьмя акустическими датчиками. Далее дефекты группировались, как показали эксперименты на доломите и мраморе. Расчет координат источников излучения показал, что происходит миграция источников АС, создается скопление дефектов в определенных местах образца (по разные стороны от возникшей впоследствии магистральной трещины). Миграция центров излучения от грани В к грани А и наоборот (изменение координат во времени), а также их накопление в виде групп происходит для образцов доломита в направлениях – Z и Y. По направлению X изменения малы. Для образца мрамора миграция АС происходила от грани А к грани В.

Образец мрамора имел хорошо выраженное нитевидное включение, представлявшее явно выраженную неоднородность. Миграция центров АС происходила также в виде двух групп, расположенных вблизи неоднородности. Расположение первых вступлений в виде двух групп свидетельствует об изменении напряженно-деформационного состояния образцов. Все вышесказанное приводит к образованию объемного кластера (шириной по координате X примерно 15 мм для образца мрамора).

Кластеризация за счет микродефектов в образце создает отдельную зону для будущей магистральной трещины. Под действием возрастающих напряжений дефекты перемещаются, сближаются и объединяются – возникает стадия предразрушения. Дефекты близко расположены и, по-видимому, обладают большой степенью подвижности. Расчет координат центров излучения показал, что расстояния между возникшими дефектами в мраморе составляют $5 \div 10$ мм, а в доломите – $4 \div 8$ мм.

По координатам источников, порядку их возникновения, амплитуде и частоте можно оценить величину и направленность развития трещиноватости.

На завершающем этапе нагружения образца возникала макротрещина. Сигнал большой амплитуды представлял собой сумму сигналов от микротрещин, просуммированную за очень короткий промежуток времени (начало-конец 1–3 сек.).

Состояние образца в зоне предразрушения можно представить как неупругое (сближение источников излучения при кластеризации).

На «первых» осциллограммах сильных АС на второй стадии деформирования образцов [2] часто наблюдались акустические сигналы значительной амплитуды (четвертая фаза колебаний) или АС в виде групп волн, последовательно переходящих одна в другую. Наиболее ярко отмечено это явление на образце доломита. Вероятно, это явление связано с разрастанием или раскрытием микротрещины. Волновой процесс, наблюдаемый на образце мрамора, часто состоял из группы колебаний. Этот акустический процесс на образце мрамора был достаточно однородным по частоте излучения. По мере увеличения деформаций возникла изрезанность волн другими частотами. На мраморе иногда возникали группы волн, близкие по координате X, но отличались по Z и Y. Группы сигналов наблюдались последовательно в течение 5000 мксек. Эти различия при деформировании мрамора и доломита связаны, скорее всего, со структурным строением исследуемых блоков на начальном этапе нагружения.

Возможно, что на образце доломита происходило увеличение микротрещины, а на мраморе возникал поворот зерна. Для стадии «предразрушения» характерно существование сигналов малой амплитуды, но с малым количеством шумовых эффектов.

Необходимо отметить, что возникающие в процессе эксперимента источники сигналов в магистральной трещине АС, как правило, не имеют шумовых эффектов (или они очень малы).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В.Д. Физика твердого тела. Т. 3. Томск, 1980. 600 с.
2. Лементуева Р.А., Бубнова Н.Я., Треусов А.А. Особенности динамики формирования магистральной трещины // Физика Земли. 2014. №1. С. 33-39.
3. Ребиндер П.А. Поверхностные явления в твердых телах в процессе их деформации и разрушения // УФН. 1972. Т. 108, № 1. С. 3-42.

УДК 550.34:551.466

ИЗМЕНЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ РАЙОНА ЗЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОДЫ СИЛЬНЫХ ПАВОДКОВ

О.Н. Лихачева, Н.С. Коваленко

Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
likhacheva@seismo.sakhalin.ru

ВВЕДЕНИЕ

В мировой литературе описаны случаи усиления сейсмической активности в районах заполнения крупных водохранилищ [1].

Большей частью наведенная сейсмичность проявляется через некоторое время после наполнения водохранилища в виде слабых толчков с магнитудами, не превышающими 2, с глубиной очагов 1 ÷ 5 км, в зоне до 25 км вдоль берегов водохранилища. Однако, были случаи, когда через 1–2 месяца после достижения максимальных отметок уровня воды происходили одно или несколько сильных землетрясений с $M \geq 5$, с очагами на глубине 10 ÷ 30 км и эпицентрами в зоне водохранилища. Отмечается, что заполнение водохранилища действует как спусковой механизм для разрядки уже накопленных напряжений.

Описан предположительный механизм влияния заполняемого водохранилища на сейсмичность региона: при заполнении водохранилища вода проникает в трещины и разломы, что приводит к уменьшению величины касательного напряжения, необходимого для осуществления сдвига. Кроме того, массы воды водохранилища создают дополнительные напряжения в коре.

Вызванная сейсмичность проявляется при сочетании геологических и геодинамических условий, в том числе [1]: наличие разрывных нарушений и блоковое строение региона; отсутствие толщ водонепроницаемых пород; наличие естественной напряженности пород, существование активных современных движений земной коры.

С другой стороны, в ряде случаев после заполнения водохранилища происходит снижение сейсмической активности региона. Например, в районе водохранилища Колымской ГЭС [2] за счет отепляющего действия воды снизилась прочность пород ложа водохранилища и, соответственно, уменьшилась величина спускового напряжения. Кроме того, часть напряжений снимается за счет крипа (текучести) пород, что приводит к уменьшению энергии землетрясений.

Целью данной работы является исследование сейсмического режима в районе Зейского водохранилища. Сведения о геодинамических условиях в районе Зейского водохранилища представлены в работах [1, 3].

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕЙСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Зейское водохранилище находится в Амурской области на реке Зeya и ее притоках. Длина водохранилища 227 км, ширина – 24 км, площадь зеркала – 2420 км², полный объем – 68.4 км³. Водохранилище образовано плотиной Зейской ГЭС в 1975 – 1980 годах. Одной из главных задач плотины и водохранилища является регулирования стока реки во время паводков. Для реки Зeya характерны мощные летние дождевые паводки, вызванные летними муссонами. До строительства плотины Зейской ГЭС в Приамурье регулярно случались катастрофические наводнения. Амплитуда колебаний уровня воды достигала 9÷10 м, что приводило к затоплению больших площадей в Амурской области и большому материальному ущербу.

Построенная плотина Зейской ГЭС позволяет аккумулировать большую часть стока р. Зeya в водохранилище, предотвращая наводнение в нижнем течении реки. Минимальный допустимый уровень водохранилища в зимнее время составляет 299 м, минимальный нормальный уровень – 310 м, нормальный уровень заполненного водохранилища – 315 м, предельная отметка наполнения водохранилища при прохождении половодий редкой повторяемости – 322.1 м (данные взяты с сайта РусГидро: <http://www.zges.rushydro.ru/hpp/general>).

Таким образом, во время паводка в водохранилище может накапливаться сверх нормы $(322-315) \cdot 0.001 \text{ км} \cdot 2420 \text{ км}^2 = 16.94 \text{ км}^3$ воды, то есть более $17 \cdot 10^9$ тонн воды.

Легко оценить дополнительную потенциальную энергию ΔE воды при превышении нормального уровня 315 м на 7 м (до предельной отметки 322 м):

$$E = mg(h_0 + h/2), \text{ где } h_0 = 315 \text{ м, } h = 7 \text{ м,}$$

$$M = \rho V = \rho h S = 10^3 \text{ кг/м}^3 \cdot 7 \text{ м} \cdot 2420 \cdot 10^6 \text{ м}^2 = 16940 \cdot 10^9 \text{ кг} \sim 17 \cdot 10^{12} \text{ кг,}$$

$$\Delta E = mgh/2 = 17 \cdot 10^{12} \text{ кг} \cdot 10 \text{ м/сек}^2 \cdot 7 \text{ м}/2 = 59.5 \cdot 10^{13} \text{ кг} \cdot \text{м}^2/\text{сек}^2 \sim 6 \cdot 10^{14} \text{ Дж.}$$

Эта энергия сопоставима с энергией землетрясений (при $M = 4$ энергия $E \sim 10^{10+11}$ Дж). Вероятно, что заполнение водохранилища будет создавать дополнительные напряжения в земной коре и вызывать землетрясения в районе водохранилища.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ РАЙОНА ЗЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Регистрация землетрясений в районе Зейского водохранилища ведется с 1974 – 1975 гг., когда Сахалинским комплексным НИИ ДВНЦ АН СССР были открыты сейсмические станции в г. Зeya и поселках Кировский, Бомнак, Ясное. С 1980 г. эту работу выполняет Сахалинский филиал Геофизической службы РАН. Расположение сейсмических станций представлено на рис. 1.

Сеть сейсмических станций позволяет уверенно регистрировать землетрясения, начиная с энергетического класса $K_p \geq 6$. Класс оценивался по методикам, приведенным в [4]. Энергия землетрясений вычислялась по формуле: $E = 10K$ (Дж), и суммировалась за нужный интервал времени. На рис. 2 представлено изменение суммарной сейсмической энергии за период 2001 – 2012 гг.

На диаграмме виден 3 – 4-летний период изменений сейсмической энергии. Возникает вопрос – с чем может быть связана такая периодичность?

Один из возможных вариантов – влияние сильных паводков на реке Зeya. Как следует из информации на сайте Зейской ГЭС Русгидро, большие наводнения происходят примерно каждые 2 – 3 года (катастрофические – раз в 10 – 12 лет).

Предотвращение наводнений происходит за счет накопления паводковых вод в Зейском водохранилище и регулирования сброса воды через плотину. Как показывают приведенные выше оценки, потенциальная энергия накопленной сверх нормы воды сопоставима и даже превышает энергию землетрясений с $M = 4$ ($K_p = 10 \div 11$).

Можно предположить, что паводковое повышение уровня водохранилища не только служит спусковым механизмом для землетрясений, но и является источником дополнительного напряжения среды, а, следовательно, – источником увеличения высвобождаемой энергии при разгрузке среды (землетрясения).

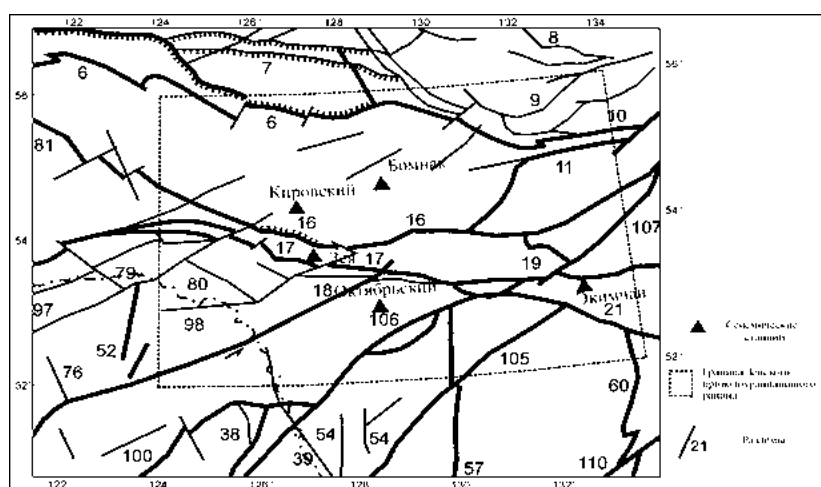


Рис. 1. Схема района Зейского водохранилища (ЗВР) с расположением основных разломов и сейсмических станций.

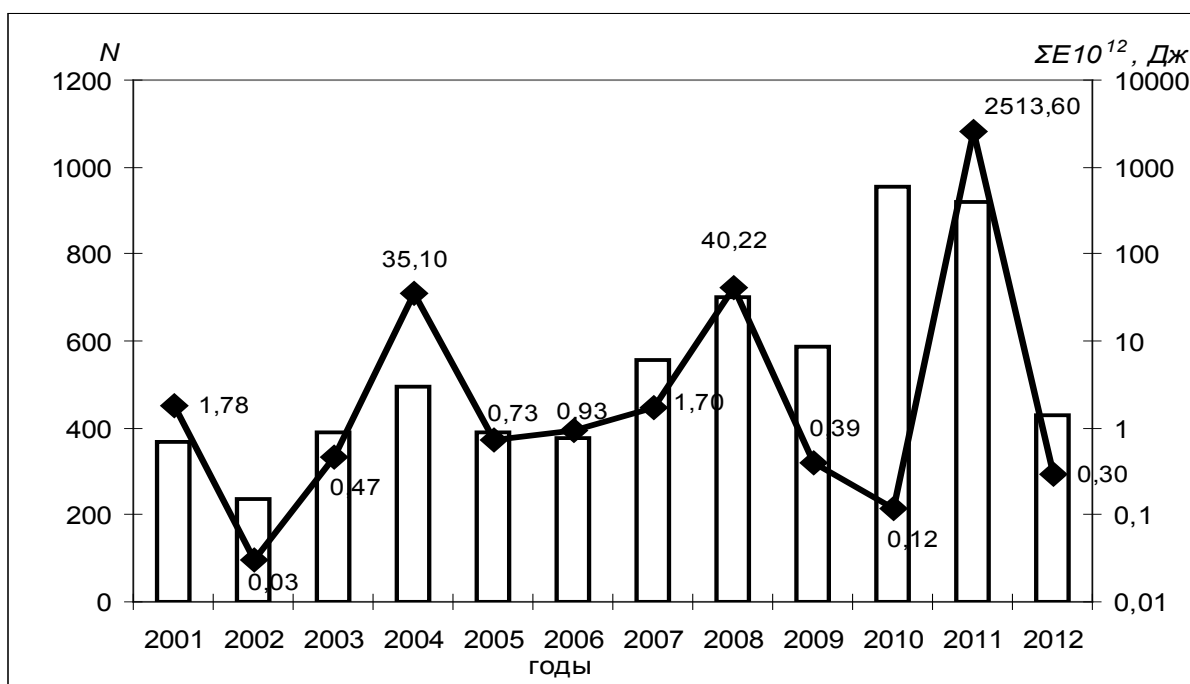


Рис. 2. Изменение ежегодной суммарной сейсмической энергии (ломаная линия) и числа землетрясений (столбцы) за 2001–2012 гг.

Более детально рассмотрено изменение сейсмичности района Зейского водохранилища за 2006 – 2008 годы. Были выбраны 1,5-годовые промежутки до и после катастрофического наводнения в июле 2007 года. В таблице 1 представлены значения числа землетрясений, максимального энергетического класса и суммарной энергии до и после наводнения.

Таблица 1. Показатели сейсмичности всего района Зейского водохранилища (ЗВР) и области, непосредственно примыкающей к Зейскому водохранилищу (около ЗВ)

Интервал времени	Число N землетрясений (Kp≥10)	Максимальный энергетический класс Kp	Суммарная энергия *1012 Дж
1	2	3	4
ЗВР (φ=52–56° с.ш., λ=124–134° в.д.)			
2006 – 06.2007	455 (5)	11.9	1.01
07.2007 - 2008	638 (7)	13.6	41.5
Около ЗВ (φ=53.5–55.5° с.ш., λ=126–130° в.д.)			
2006 – 06.2007	94 (2)	10.9	0.14
07.2007 - 2008	167 (3)	13.6	39.4

Примечание: в столбце 2 в скобках приведено число землетрясений с энергетическим классом Kp≥10.

Видно, что после наводнения 2007 года число землетрясений в ЗВР возросло в 1,4 раза (вблизи водохранилища – в 1,7 раз), повысился максимальный энергетический класс землетрясений, а суммарная энергия увеличилась на порядок (вблизи водохранилища – на два порядка). Также увеличилось число землетрясений с энергетическим классом Kp ≥ 10. Самое сильное землетрясение с Kp = 13.6 (M = 5.4) произошло юго-восточнее водохранилища 17 июня 2008 г., т.е. через 11 месяцев после наводнения.

Расположение эпицентров землетрясений до и после наводнения 2007 года во всем районе Зейского водохранилища (ЗВР) и в только вблизи водохранилища (около ЗВ) представлены на рисунках 3 и 4.

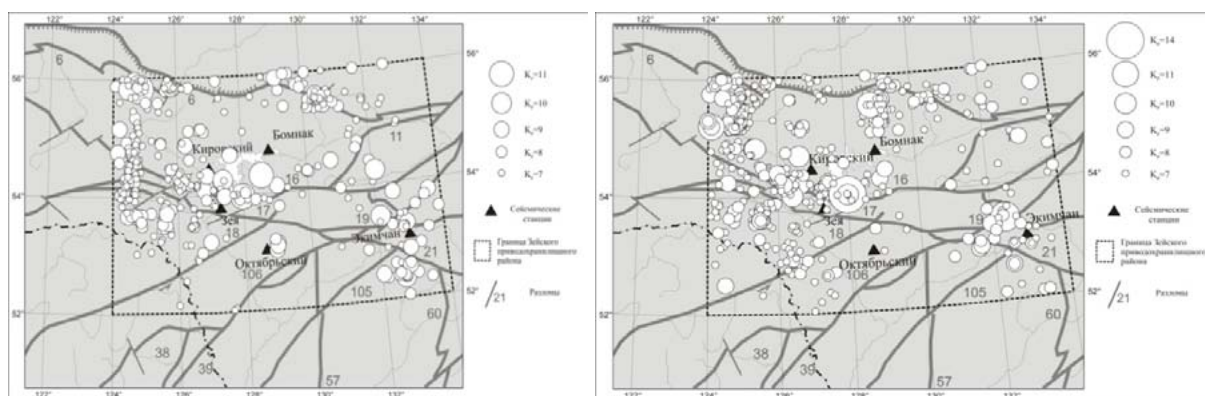


Рис. 3. Расположение эпицентров землетрясений района Зейского водохранилища (ЗВР): слева – за период 2006–14.07.2007 гг., справа - за период 15.07.2007–2008 гг.

После наводнения существенно активизировалась западная часть Зейского водохранилищного района, а также область севернее п. Бомнак и северо-восточнее г. Зeya. Последние две области хорошо видны на рисунке 4.

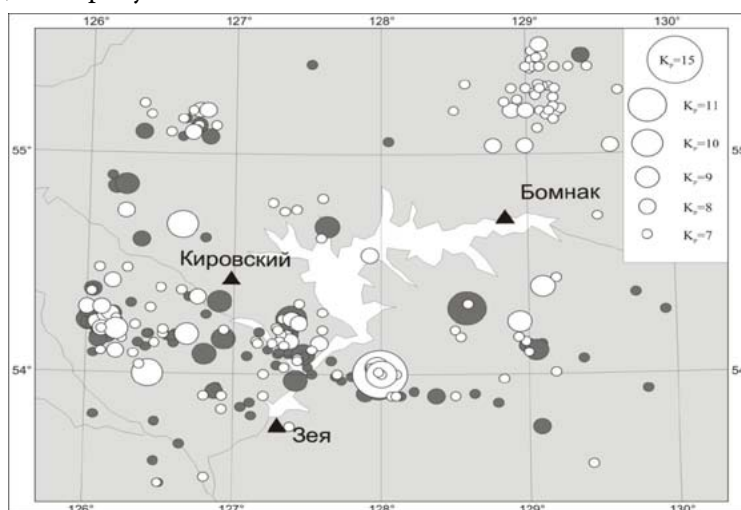


Рис. 4. Расположение эпицентров землетрясений вблизи Зейского водохранилища (около ЗВ) за период 2006–14.07.2007 г. (черные) и 15.07.2007–2008 гг. (белые).

Ниже показано изменение ежемесячного числа землетрясений за 2006 – 2007 гг. (рис. 5).

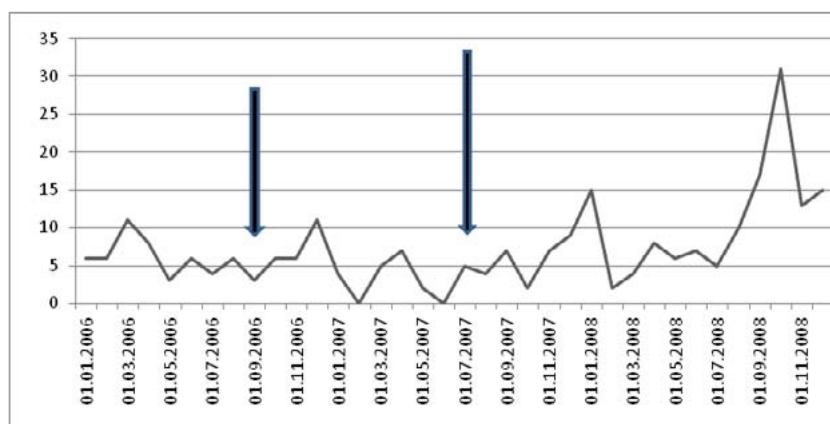


Рис. 5. Изменение числа землетрясений по месяцам 2006 – 2008 гг. вблизи Зейского водохранилища ($\varphi = 53.5 \div 55.5^\circ$ с.ш., $\lambda = 126 \div 130^\circ$ в.д.). Стрелками отмечены моменты сильного паводка 2006 года и катастрофического – 2007 года.

Пик числа событий в сентябре–октябре 2008 года обусловлен роем землетрясений, произошедших севернее п. Бомнак (рис. 4), афтершоками землетрясения 17 июня 2008 г. и некоторой активизацией сейсмичности юго-западнее Зейского водохранилища. Насколько эти события связаны с наводнением 2007 года – с уверенностью сказать трудно.

ВЫВОДЫ

В результате многолетних наблюдений выявлены периодические изменения суммарной энергии землетрясений в районе Зейского водохранилища. Предположение о связи усиления сейсмической активности с паводками подтверждается (во всяком случае, не противоречит) оценками параметров сейсмичности до и после наводнения 2007 года. Необходимо продолжение исследований, вероятно, с привлечением данных по гидрологии Зейского водохранилища и метеорологии всего района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Корчагин Ф.Г. Геодинамика района Зейского водохранилища. Владивосток: Дальнаука, 1994. 144 с.
2. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Карпенко Л.И., Седов Б.М. Результаты мониторинга и исследования сейсмичности Колымской ГЭС // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы Седьмой Международной сейсмологической школы, Нарочь, 10–14 сентября 2012 г. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 13–17.
3. Корчагин Ф.В., Ставров В.Н., Туезов И.К. Блоковое строение и геодинамика района Зейского водохранилища // Тихоокеанская геология. 1985. №6. С. 86–95.
4. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях ЕССН. М.: Наука, 1982. 272 с.

**СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ МАНТИИ ВОСТОКА АЗИИ ПО ДАННЫМ SCS, S
ВОЛН ОТ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

М.Н. Лунева¹, В.В. Пупатенко¹, Ю.Н. Левин²

¹ Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;

² Сахалинский филиал Геофизической Службы РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
margo@itig.as.khb.ru

В современных геодинамических исследованиях активно используются данные по сейсмической анизотропии, что обусловлено взаимосвязью деформационных процессов с анизотропными и реологическими свойствами среды. Важным направлением исследований является выявление течений, которые определяют движения литосферных плит. В области континентов активно используются данные параметров расщепленных *S*-волн от местных и удаленных землетрясений (*S*, *ScS*, *SKS* и др.) и их сопоставление с данными абсолютного движения плит, GPS данными. Сейсмические исследования показывают хорошую согласованность сейсмической анизотропии с данными измерения абсолютного движения плит в области океанов, где развиваются преимущественно горизонтальные течения в астеносфере, а также латеральную неоднородность анизотропии мантии, связанную с изменением ее реологических свойств в задуговой области зон субдукции [3, 4]. Исследования параметров расщепленных *S*-волн от местных землетрясений в задуговой области сочленения Курило-Камчатской и Японской дуг показывают сложную картину их изменения в пространстве и предполагают неоднородность анизотропных свойств [2, 8]. В области сочленения Японской и Курильской дуг Тихоокеанская плита погружается в северо-западном направлении в мантию и выходяется на глубине 400 – 650 км, протягиваясь вдоль переходной зоны мантии на расстояние около 1000 км. Под Охотским морем Тихоокеанская плита погружается в ССЗ направлении до глубины 700 км с образованием впадины с простираем вдоль о. Сахалин. Распределение параметров расщепленных *S*-волн от глубоких событий в области зон субдукции дает неоднозначную интерпретацию положения источников анизотропии, которые могут быть связаны с анизотропией мантии или с деформациями, вызванными продвижением плиты. Исследования параметров расщепленных *S*-волн разного типа от глубокофокусных землетрясений свидетельствуют о наличии анизотропии в переходной зоне мантии в области погружающейся плиты, под плитой, а также в верхней части нижней мантии.

В данной работе представлены первые результаты измерения параметров расщепленных длиннопериодных *S* и *ScS* волн от крупных глубокофокусных землетрясений ($M > 4.5$, $H > 400$ км) за период 2007–2014 гг. в области станций, расположенных в континентальной части Азии, на о. Сахалин и п-ове Камчатка. Параметры землетрясений выбраны из каталога NEIC. Нами использовались сейсмические записи землетрясений, зарегистрированных станциями STS-2 сети Сахалинского филиала Геофизической службы РАН, станцией PET международной сети IRIS Камчатского филиала Геофизической службы РАН и станцией VNN1 (REFTEC) Единой сети деформационных и сейсмологических наблюдений ДВО РАН.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Изучение анизотропии среды основано на эффекте расщепления поперечной волны при ее распространении на две волны с одинаковой формой импульса и разной скоростью распространения (быстрая – *S1* и медленная – *S2* волны). Данные волны поляризованы ортогонально друг другу в плоскости, ортогональной к направлению распространения. Задачей исследования является восстановление линейной поляризации быстрой *S1* волны (φ) из эллиптически

поляризованного смещения частицы и разности времен прихода волн (δt). К настоящему времени разработано несколько методов измерения основных параметров расщепленных S-волн – φ и δt .

Наиболее устойчивыми для измерения оптимальных параметров расщепленных S волн являются такие методы как: 1) метод взаимной корреляции волновых форм (RC); 2) метод сингулярного разложения ковариационной матрицы вектора смещений на собственные значения (EV) [5, 11]. В основе предложенных методов используется поиск оптимальных параметров расщепленных S-волн по сетке с вращением ортогональных компонент волновой записи и изменением разности времен расщепленных S волн. В результате формируются двумерная матрица коэффициентов корреляции волновых форм $C(\psi_i, \delta t_j)$ и матрица $EV(\psi_i, \delta t_j)$ собственных значений $\min(\lambda_2)$. Оба метода являются устойчивыми и наиболее эффективно применяются при измерении волн от местных и удаленных землетрясений в широком диапазоне частот. Определение параметров S-волн, распространяющихся с докритическим углом наклона к поверхности, проводится в лучецентрированной системе координат LQT [12]. Ось L ориентирована вдоль лучевого направления распространения волны на станцию. Плоскость QT ортогональна к направлению луча L с радиальной компонентой Q в направлении на событие. Важной задачей в определении точности измерений волновых параметров является оценка уровня шума и минимизации его влияния. С целью уменьшения влияния помех применен метод минимизации помех, предложенный в [12]. Результаты измерения расщепленных ScS и S волн в рамках RC, EV методов показывают различие в пределах 1–4° в определении поляризации быстрой волны φ и 0.1 ÷ 0.5 с в определении времени задержки поперечных волн δt (рис. 1). Измерения параметров волн проводились в диапазоне доминирующих частот 0.05 ÷ 0.1 и 0.02 ÷ 0.01 Гц.

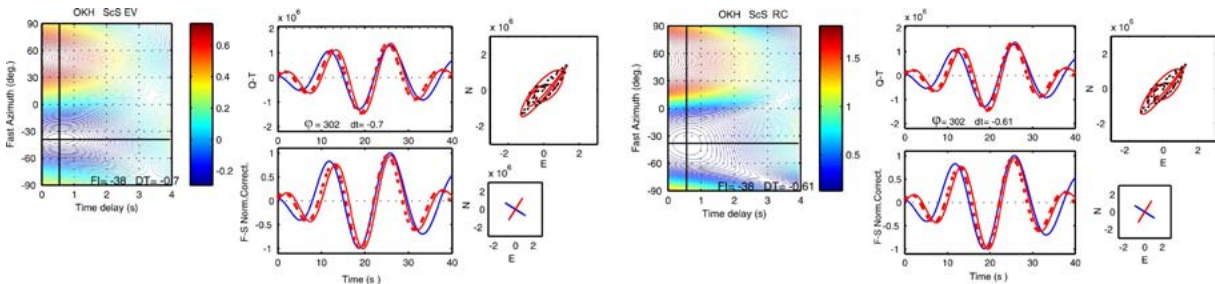


Рис. 1. Пример результатов измерения параметров расщепленных ScS волн в области станции ОКН от глубоководного землетрясения (2012.08.14, Mw 7.7, H 583 км) двумя методами. Слева: карта коэффициентов корреляции $C(\psi_i, \delta t_j)$ и собственных значений $EV(\psi_i, \delta t_j)$ по методам RC и EV. В центре – записи смещений быстрой (синий) и медленной волны (красный) со сдвигом δt (пунктир). Справа – проекции смещений до коррекции по времени (красный цвет) и после коррекции (черный цвет); ниже – направления поляризации быстрой и медленной ScS волн.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая картина ориентации азимутов быстрой S и ScS волн (φ) с учетом разности времен прихода волн (δt) от глубоководных крупных и сильных землетрясений из переходной зоны мантии под континентальной частью Азии и о. Сахалин и п-овом Камчатка показана на рис. 2. Азимуты поляризации S-волн вынесены к середине расстояния эпицентр-станция с учетом разности времен прихода S-волн. Данные ScS волн с учетом их близвертикального подхода (меньше 1–2°) отнесены к координатам станций. Измерения параметров расщепленных S и ScS волн на данной территории проведены впервые.

В области Южного Сахалина проводились измерения S-волн от глубоких землетрясений до 585 км, а также SKS, SKKS, PKS фаз, зарегистрированных в период 1992-1995 гг. станцией YSS IRIS (г. Южно-Сахалинск) [6, 7, 9]. Показано, что φ S-волны ориентированы субмеридионально в интервале направлений от -13° до 18° и круто наклонены к направлению абсолютного движения Тихоокеанской плиты, но субпараллельны простиранию сдвиговых систем Сахалина. Время

задержки волн δt изменяется в диапазоне $0.4 \div 1.35$ с. Увеличение величины δt с глубиной событий под Сахалином предполагает проявление анизотропии мантии до глубин $500 \div 600$ км с коэффициентом 0.5%. По данным SKS, SKKS, PKS волн направление φ изменяется от -1° до 15° , а δt от 0.9 до 1.25 с.

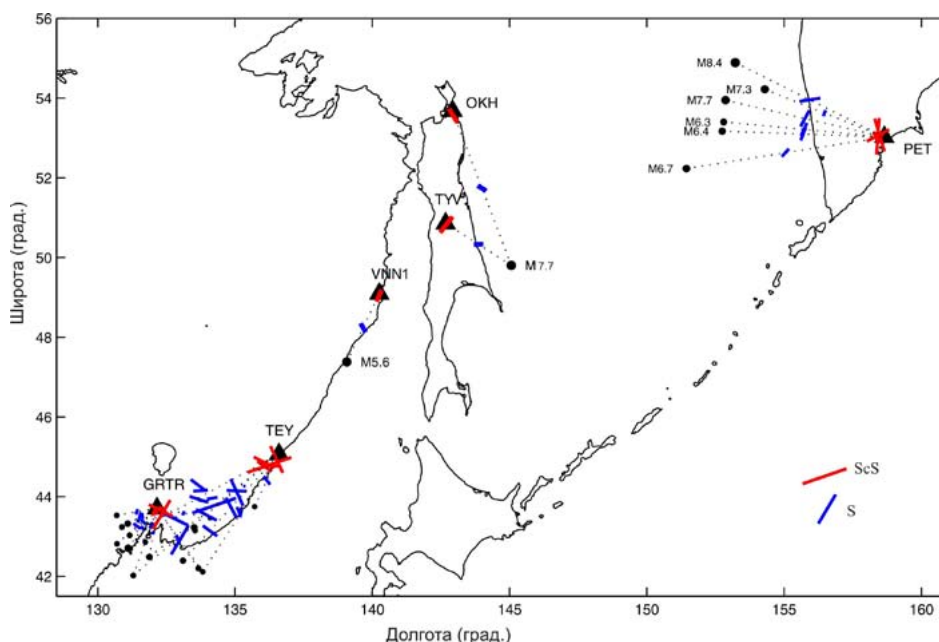


Рис. 2. Распределение параметров расщепленных S и ScS волн в области станций востока Азии, о. Сахалин и п-ова Камчатка.

Нами проведены измерения параметров S и ScS волн в области станций TYV (п. Тымовское) и ОКН (г. Оха) от глубокофокусного события под Охотским морем (14.08.2012 г., $H = 583$ км, $M = 7.7$). Под станцией ОКН параметры расщепленных волн ScS и S показывают значения: $\varphi - 328^\circ$, $\delta t - 1.03$ с и 302° и 0.62 с, соответственно. Направления азимутов поляризации волн близки к направлению распространения волн и направлениям погружения плиты. Под станцией TYV параметры волн ScS и S определены: $\varphi - 217^\circ$, $\delta t - 1.25$ с и 267° и 0.58 с, соответственно. В области континентальной станции VNN1 (п. Ванино) параметры волн ScS и S от глубокого события (29.07.2012 г., $H = 502$ км, $M = 5.6$) показывают значения: $\varphi - 23^\circ$, $\delta t - 0.8$ с и 153° и 0.65 с, соответственно. В области станций TYV и VNN1 φ быстрой ScS ориентированы в направлении падения погружающейся плиты, а φ быстрой S волны отвечают направлениям движения Охотской плиты и Амурской плиты, соответственно. Полученные ориентации азимутов ScS и S волн под станциями ОКН, TYV, VNN1 также хорошо согласуются с направлениями сжатия, определенными по данным фокальных механизмов землетрясений в данных областях [1].

В области станции PET IRIS проведено измерение параметров ScS и S волн от мощного Охотского землетрясения (2013.05.24, $M_w = 8.4$, $H = 603$ км) и его сильных афтершоков, а также трех сильных землетрясений, произошедших в 2008–2009 гг. в переходной зоне мантии задуговой области Камчатской зоны субдукции. Результаты измерения параметров ScS и S проведены в диапазоне частот 0.02–0.1 Гц и представлены в таблице 1.

Таблица 1. Положение глубоких землетрясений относительно станции и PET и результаты измерения параметров ScS и S-волн от глубокофокусных землетрясений

Дата (г. м. д. ч.)	Магнитуда (M_w)	Глубина (км)	Азимут на эпицентр (град.)	Эпицентральное расстояние (град.)	ScS		S	
					φ ($^\circ$)	δt (с)	φ ($^\circ$)	δt (с)
2008 07 05 02	7.7	646	287	3.56	62	1.55	28	1.15
2008 11 24 09	7.3	505	296	2.85	164	2.15	22	0.45

Продолжение таблицы 1.

Дата (г. м. д. ч.)	Магнитуда (M_w)	Глубина (км)	Азимут на эпицентр (град.)	Эпицентральное расстояние (град.)	ScS		S	
					φ (°)	δt (с)	φ (°)	δt (с)
2009 12 10 02	6.3	653	278	3.52	4	2.3	23	0.9
2013 05 24 05	8.4	601	302	3.60	102	0.7	81	1.3
2013 05 24 14	6.7	624	263	4.44	154	0.75	41	0.65
2013 10 01 03	6.4	565	275	3.55	153	0.35	21	0.85

Азимут быстрой ScS волны от мощного Охотского землетрясения определен равным 102° . Направления φ от его афтершоков отклоняются к $153 - 154^\circ$. Ориентации φ от данных событий ортогональны к простиранию желоба, и разность времен прихода ScS изменяется в интервале 0.7–1.6 секунд. От событий 2008–2009 гг. азимуты быстрой ScS волны ориентированы субпараллельно желобу, а δt достигают значений 1.55–2.3 с (рис. 2).

Азимут быстрой S волны от Охотского землетрясения направлен на восток (81°), а разность времен прихода волн достигает максимального значения 1.3 с. Азимуты S волны от других событий ориентированы параллельно простиранию желоба, а δt оценены 0.65–1.15 с. Ориентации азимуты ScS и S волн согласуются с моделью трансверсально-изотропной симметрии среды с наклоном оси симметрии по падению плиты и/или вдоль простирания желоба. Ориентации осей симметрии позволяют предположить развитие полоидального течения в мантии под плитой и в задуговой зоне.

На основе анализа физики механизма землетрясений Zhan, Kanamori et al. [13] показано, что главный разрыв Охотского землетрясения распространялся в западном направлении со скоростью более 4 км/с и сопровождался серией субразрывов вдоль простирания плиты. Различия параметров расщепленных ScS и S-волн от исследуемых событий могут отражать латеральную неоднородность среды, процесс перераспределения во времени напряжений и вязкости внутри прочной холодной плиты.

Более сложная картина распределения параметров S и ScS волн от местных землетрясений с глубины 442–575 км в области континентальных станций GRTR (п. Горнотаежное) и TEY (п. Терней), расположенных в Приморском крае (рис. 2).

В области станции GRTR азимуты S-волн доминируют вдоль азимуты $120-145^\circ$ в соответствии с направлением течения в астеносфере под Амурской плитой, а также вдоль ортогональных направлений $17-30^\circ$, согласуясь с направлением сдвиговых структур Сихотэ-Алиня. Разность времен прихода изменяется в интервале 0.15–1.6 секунд. Азимуты ScS волн доминируют в интервалах направлений $81-144^\circ$.

В области станции TEY азимуты S и ScS волн также доминируют вдоль восточных направлений $90 - 140^\circ$, согласуясь с направлением течения в астеносфере. Разность времен прихода изменяется в более широком интервале от 0.5 до 2 с, что связано с большим удалением событий от станции.

Полученные данные азимуты поляризации и времен задержки S и ScS волн хорошо согласуются с данными GPS наблюдений мега-землетрясения Тохоку-оки ($M_w = 9.0$, 09.03.2011 г.) [10]. Вдоль восточной границы Амурской плиты скорость схождения плит оценивается ~ 20 мм/г. Значительные косейсмические смещения с направлениями на ЮВ, ЮВВ зафиксированы на GPS пунктах Приморья со смещением больше 40 мм, в Приамурье – больше 10 мм. Уменьшение величины смещений до $\sim 4-5$ мм отмечено с увеличением расстояния от эпицентра в пункте Ванино.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» (грант ДВО РАН 15-1-2-014).

ЛИТЕРАТУРА

1. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 2014. 252 с.

2. Лунева М.Н. Распределение параметров расщепленных S-волн в задуговой области Южно-Курильской зоны субдукции // Вулканология и сейсмология. 2013. №. 6. С. 31-46.
3. Becker T.W. Azimuthal seismic anisotropy constrains net rotation of the lithosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. doi:10.1029/2008GL033946.
4. Billen M.I. Modeling the dynamics of subducting slabs // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. V. 36. P.325-356. 10.1146/annurev.earth.36.031207.124129.
5. Bowman J.R., Ando M. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone // *Geophys. J. RAS* 1987. Vol. 88. P. 25-41.
6. Fischer K.M., Fouch M.J., Wiens D.A., Boettcher M.S. Anisotropy and flow in Pacific subduction zone back-arcs // *Pure Appl. Geophys.* 1998. Vol. 151. P. 463-475.
7. Fouch M.J., Fischer K.M. Mantle anisotropy beneath northwest Pacific plate // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. No B7. P. 15987-16002.
8. Kneller E.A., van Keken P.E. The effects of three-dimensional slab geometry on deformation in the mantle wedge: Implications for shear wave anisotropy // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. doi:10.1029/2007GC001677.
9. Sandvol E., Ni J. Deep azimuthal seismic anisotropy in the southern Kurile and Japan subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No B5. P. 9911-9922.
10. Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M. et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // *Tectonophysics.* 2012. Vol. 524-525. P. 76-86.
11. Silver P., Chan W. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. No10. P. 16429-16454.
12. Vecsey L., Plomerova J., Babuska V. Shear-wave splitting measurements-problems and solutions// *Tectonophysics.* 2008. Vol. 462. P. 178-196.
13. Zhan Z., Kanamori H., Tsai V.C., Helmberger D.V., Wei S. Rupture complexity of the 1994 Bolivia and 2013 Sea of Okhotsk deep earthquakes // *Earth. Planet. Science. Lett.* 2014. Vol. 385. P. 89-96.

УДК 551.243+550.343

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КЛАСТИЧЕСКИХ ДАЕК ПРИ РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

О.В. Лунина^{1,2}, А.С. Гладков¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия;

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
lounina@crust.irk.ru

ВВЕДЕНИЕ

С недавнего времени большое внимание уделяется изучению кластических даек и их использованию при исследовании землетрясений. Среди них по происхождению выделяются две группы. К первой относятся инъекционные дайки, сформированные в результате внедрения (снизу вверх) разжиженного кластического материала в осадочные слои вследствие действия аномально высокого порового давления и разрывообразования [11, 16, 17]. Вторая группа включает нептунические дайки, которые образуются за счёт заполнения осадками (сверху вниз) ранее существующих трещин либо под давлением, либо без него [15]. В большинстве работ для палеосейсмогеологического анализа рассматривают инъекционные дайки, поскольку их связь с землетрясениями практически бесспорна. Цель настоящей работы – на основе собственных разработок и опыта преимущественно зарубежных исследователей показать возможности использования кластических даек при решении проблем сейсмической опасности, главным образом, для определения места, магнитуды и локальной макросейсмической интенсивности землетрясения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭПИЦЕНТРА ДОИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Выявление новых или подтверждение местонахождений предполагаемых эпицентров доинструментальных сейсмических событий возможно путем изучения распределения синхронных по времени кластических даек, обнаруженных в разных частях исследуемой площади [17]. В качестве примера можно привести работы С. Обермейера и Р. Грина с соавторами [9, 17], в которых для оценок интенсивности использовали параметры мощности (ширины) и глубины залегания верхних кромок песчаных даек в сейсмических зонах Нью-Мадрид и Вабаш. Изолинии изменений этих величин вместе с данными по анализу ориентировок даек, позволяют достаточно уверенно оконтурить эпицентральною зону и выявить предполагаемый эпицентр события. Наряду с этими показателями, нами при изучении деформаций Цаганского катастрофического землетрясения на Байкале (1862 г., $M \sim 7.4$) были применены нормированное на длину документируемого разреза количество даек, а также индекс интенсивности их проявления I_{cd} , выраженный через произведение их различных параметров, нормированных на площадь разреза (Лунина и др., 2012):

$$I_{cd} = \frac{N_{cd} \times m_{cd} \times h_{cd}}{H \times L} \times 10000 ,$$

где N_{cd} — количество даек, m_{cd} — максимальная мощность дайки, см, h_{cd} — максимальная видимая высота даек в разрезе, см, H — высота разреза, м, L — длина разреза, м. Так как получаемая в числителе площадь даек довольно мала по отношению к площади документируемого разреза, полученный индекс умножался на 10000.

При реконструкции эпицентра землетрясения также важно учитывать пространственные ориентировки кластических даек и других деформационных структур (сколовых трещин, шарниров и осей складкообразных и конволюционных структур), позволяющих восстановить линии (направления) действия сил, образуемых сейсмическими волнами.

ОЦЕНКА МАГНИТУДЫ И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ
ДОИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Традиционно для оценки величины доинструментального землетрясения используют уравнения связи между магнитудой землетрясения и параметрами (длиной и амплитудой смещения) сейсмогенного разрыва, вышедшего на поверхность [1, 4, 19, 20 и др.]. Однако такие разрывы или их численные характеристики по разным причинам не всегда выявляются. В то же время следы землетрясений можно обнаружить по наличию структур разжижения в молодых осадочных разрезах. На основе таких мест через соотношения между магнитудой и расстоянием от эпицентра или сейсмогенерирующего разлома, на котором проявляются эффекты разжижения, оценивают магнитуду сейсмического события [2, 5, 8, 10, 18 и др.]. Упомянутые соотношения эффективны в случае известного местоположения сейсмогенного источника, ответственного за проявление разжижения, что бывает исключительно редко для палеособытия. Сравнительно недавно было предложено дополнить их зависимостями между диаметром песчаного выброса и эпицентральной расстоянием [6], но и здесь мы находим существенные ограничения в использовании таких уравнений.

Бесомым инструментом для установления минимально возможной магнитуды палеосейсмического события и интенсивности в пункте могли бы быть граничные зависимости между параметрами землетрясений и размерами кластических даек. Однако анализ мировых публикаций показывает, что таких зависимостей на сегодняшний день не существует. Это связано, по-видимому, с особенностями сбора фактического материала в эпицентральных областях инструментальных землетрясений. Макросейсмические описания традиционно охватывают поверхностные деформации, в то время как кластические дайки обнаруживаются, как правило, в разрезах при палеосейсмогеологических исследованиях. Чтобы восполнить этот пробел нами был создан каталог из 30 мест, в которых были установлены максимальные параметры кластических даек (ширина и высота самой крупной дайки, а также индекс интенсивности их проявления), ассоциированных с инструментальными землетрясениями. Большая часть данных собрана для событий, произошедших на юге Сибири и сопредельных территориях. Для некоторых из них была определена только магнитуда M_s , что обусловило ее использование в дальнейшем статистическом анализе. Для перевода M_s в другие типы магнитуд можно воспользоваться соотношениями, приведенными в работе [7]. Половина информации в базе данных была сформирована по результатам наших полевых работ в эпицентральных зонах Чуйского (27.09.2003 г., $M_s = 7.5$) и Мондинского (04.04.1950 г., $M_s = 7.0$) землетрясений [12, 13]. При оценке интенсивности в пункте между двумя целыми значениями, в анализе использовалось среднее.

В результате обработки данных каталога нами было получено 12 прямых и обратных граничных уравнений (табл. 1). Инъекционные и нептунические дайки рассматривались вместе, поскольку данные по ним немногочисленны, а их параметры при одной и той же M_s и I_L сопоставимы между собой. Как и ожидалось, с ростом магнитуды землетрясения увеличивается максимальный размер структур.

При использовании полученных зависимостей необходимо учитывать определенные особенности. В отличие от мощности, высота кластических даек не всегда является истинной, поскольку в разрезах зачастую не видно их корневых частей. Максимальная видимая высота в использованной для анализа выборке равна 1.82 м, в то время как в эпицентральных зонах исторических землетрясений с $M_s = 7 - 8$ высоты даек могут достигать 3 - 5 м [3] и 8 м [17]. В плейстоценовых известняках впадины Мертвого моря изучены ассоциируемые с палеоземлетрясениями дайки высотой до 18 м [11]. Тем не менее, зависимости между параметрами землетрясений и видимой высотой кластических даек могут использоваться как уточняющие для расчета M_s и I_L к соотношениям между наблюдаемой мощностью и магнитудой/интенсивностью. Они будут особенно эффективны в случае обнаружения маломощных даек, которые встречаются гораздо чаще в эпицентральных зонах землетрясений.

Табл. 1. Уравнения граничных кривых соотношений между параметрами землетрясений и максимальными размерами сейсмогенных кластических даек (по мировым данным)

Отношение	Условие	Уравнение	№
M_S / m_{cd} (n = 29)	$5.7 \leq M_S \leq 7.8$	$M_S = 3.3663 \cdot m_{cd} - 1.0612 \cdot m_{cd}^2 + 5.4696$	(1)
m_{cd} / M_S (n = 29)	$0.005 \leq m_{cd} \leq 0.81$	$m_{cd} = 0.0838 \cdot M_S^2 - 0.6945 \cdot M_S + 1.3074$	(2)
M_S / h_{cd} (n = 27)	$5.7 \leq M_S \leq 7.8$	$M_S = 1.9635 \cdot h_{cd} - 0.393 \cdot h_{cd}^2 + 4.7389$	(3)
h_{cd} / M_S (n = 27)	$0.14 \leq h_{cd} \leq 1.82$	$h_{cd} = 0.4895 \cdot M_S^2 - 5.2552 \cdot M_S + 14.601$	(4)
M_S / I_{cd} (n = 25)	$5.7 \leq M_S \leq 7.8$	$M_S = 1.8625 \cdot \lg(I_{cd}) + 0.0913$	(5)
I_{cd} / M_S (n = 25)	$29.6 \leq I_{cd} \leq 9504.0$	$I_{cd} = 0.8933 \cdot e^{1.2363 \cdot M_S}$	(6)
I_{II} / m_{cd} (n = 27)	$6 \leq I_{II} \leq 9-10$	$I_{II} = 2.8576 \cdot \lg(m_{cd}) + 9.7554$	(7)
m_{cd} / I_{II} (n = 27)	$0.005 \leq m_{cd} \leq 0.81$	$m_{cd} = 0.0004 \cdot e^{0.8055 \cdot I_{II}}$	(8)
I_{II} / h_{cd} (n = 27)	$6 \leq I_{II} \leq 9-10$	$I_{II} = 0.6858 \cdot h_{cd}^2 + 0.4115 \cdot h_{cd} + 5.9617$	(9)
h_{cd} / I_{II} (n = 27)	$0.14 \leq h_{cd} \leq 1.82$	$h_{cd} = 2.2293 \cdot I_{II} - 0.1121 \cdot I_{II}^2 - 9.1773$	(10)
I_{II} / I_{cd} (n = 25)	$6 \leq I_{II} \leq 9-10$	$I_{II} = 3.0378 \cdot I_{cd}^{0.1119}$	(11)
I_{cd} / I_{II} (n = 25)	$29.6 \leq I_{cd} \leq 9504.0$	$I_{cd} = 1194.1 \cdot I_{II}^2 - 13673 \cdot I_{II} + 39450$	(12)

Примечание. Параметры даек: m_{cd} – максимальная мощность (в м) самой крупной кластической дайки в изученном геологическом разрезе; h_{cd} – максимальная высота проникновения (в м) самой крупной кластической дайки в изученном геологическом разрезе; I_{cd} – максимальный индекс интенсивности проявления кластических даек в изученном геологическом разрезе. Параметры землетрясений: M_S – магнитуда землетрясения по поверхностным волнам; I_{II} – интенсивность сотрясения в пункте, в баллах шкалы MSK-64, n – количество пунктов.

Зависимости между магнитудой/интенсивностью землетрясений и индексом интенсивности кластических даек должны на первый взгляд компенсировать недостающие максимальные значения высоты и мощности кластических даек. Однако тестовые расчёты по полученным уравнениям показывают, что когда мы имеем дело с одной дайкой в разрезе этот параметр не имеет значения для расчёта M_S и для этого лучше использовать значения мощности и высоты. В случае двух и более даек определяемые по индексу интенсивности значения магнитуды ближе к истинным, чем те, которые рассчитываются по высоте или мощности.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ КОММЕНТАРИИ

Приведенный краткий обзор и результаты наших исследований позволяют рассматривать кластические дайки сейсмогенного генезиса не просто индикатором прошлых землетрясений, но и важным дополнительным инструментом для определения места и магнитуды землетрясения, а также макросейсмической интенсивности в пункте наблюдения. Анализ полученных нами зависимостей показал, что для оценки их минимальных значений по кластическим дайкам лучше использовать все три параметра (мощность, высоту, индекс интенсивности).

Следует отметить, что при традиционной оценке магнитуды сейсмического события по смещению вдоль разрыва также есть вероятность получения ее минимального порогового значения. Об этом свидетельствует изменчивость смещений вдоль поверхностных сейсмогенных разрывов [4, 14]. Следовательно, только при очень большой детальности исследований эпицентральной зоны может быть уверенность в определении максимальных параметров деформационных структур, включая как дайки, так и сейсмогенные разрывы. Несмотря на то, что параметры сейсмогенных разрывов всегда будут основными для определения магнитуды землетрясений, следует признать, что численные характеристики кластических даек также весьма информативны. Учитывая это, мы призываем специалистов при обследовании зон современных землетрясений отмечать параметры этих структур. Это даст фактический материал для

уточнения уже имеющихся зависимостей на основе большего количества данных, чем представлено в настоящей работе.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 14-17-00007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1389-1398.
2. Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.А. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика. 2014. № 8. С. 1294-1313.
3. Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика. 2012. № 6. С. 775-796.
4. Стром А. Л., Никонов А. А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55-67.
5. Ambraseys N.N. Engineering Seismology // Earthq. Eng. Struct. Dyn. 1988. Vol. 19. P. 1-105.
6. Castilla R.A., Audemard F.A. Sand blows as a potential tool for magnitude estimation of pre-instrumental earthquakes // J. Seismol. 2007. Vol. 11. P. 473-487.
7. Das R., Wason H.R., Sharma M.L. Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude // Nat. Hazards. 2011. Vol. 59. P. 801-810.
8. Galli P. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction // Tectonophys. 2000. Vol. 324. P. 169-187.
9. Green R.A., Obermeier S.F., Olson S.M. Engineering geologic and geotechnical analysis of paleoseismic shaking using liquefaction effects: field examples // Eng. Geol. 2005. Vol. 76. P. 263-293.
10. Kuribayashi E., Tatsuoka F. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soil. Found. 1975. Vol. 15. P. 81-92.
11. Levi T., Weinberger R., Eyal Y. A coupled fluid-fracture approach to propagation of clastic dikes during earthquakes // Tectonophys. 2011. Vol. 498. P. 35-44.
12. Lunina O.V., Andreev A.V., Gladkov, A.S. The 1950 Mw=6.9 Mondy earthquake in southern East Siberia and associated deformations: facts and uncertainties // J. Seismol. 2015. Vol. 19 (1). P. 171-189.
13. Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S. et al. Geometry of the fault zone of the 2003 MS = 7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // Tectonophys. 2008. Vol. 453. P. 276-294.
14. McCulpin J.P. (Ed.). Paleoseismology (2nd ed.). Academic Press, Burlington, Mass., USA, 2009.
15. Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsich C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification // Sediment. Geol. 2007. Vol. 196. P. 5-30.
16. Obermeier S.F. Use of liquefaction-induced features for Paleoseismic analysis – an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene Paleo-earthquakes // Eng. Geol. 1996. Vol. 44. P. 1-76.
17. Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Eng. Geol. 2005. Vol. 76. P. 209-234.
18. Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // J. Geodyn. 2005. 40. P. 257-278.
19. Vakov A.V. Relationship between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism // Tectonophys. 1996. Vol. 261. P. 97-113.
20. Wells D.L., Coppersmith K.J. New emprical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. Vol. 84 (4). P. 974-1002.

УДК 551.24:550.34

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КЛАСТЕРОВ ВДОЛЬ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

Т.В. Меркулова¹, С.В. Трофименко^{1,2}, Н.Н. Гриб²

¹ Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;

² Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск, Россия
merkulova@khhb.ru

Первыми результатами по изучению статистических распределений количества землетрясений в годовых циклах было показано, что для зоны взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит характерна направленная миграция сейсмической активности от зоны субдукции до восточного замыкания Байкальской рифтовой зоны [6, 7]. В основу моделирования положены основные идеи триггерных эффектов нелинейных деформационных волн, возникающих в зонах разломов при взаимодействии блоков [2, 7].

По результатам анализа статистического распределения количества землетрясений по каждому кластеру (на рис. 1 кластеры выделены различными оттенками серого цвета) получены следующие результаты.

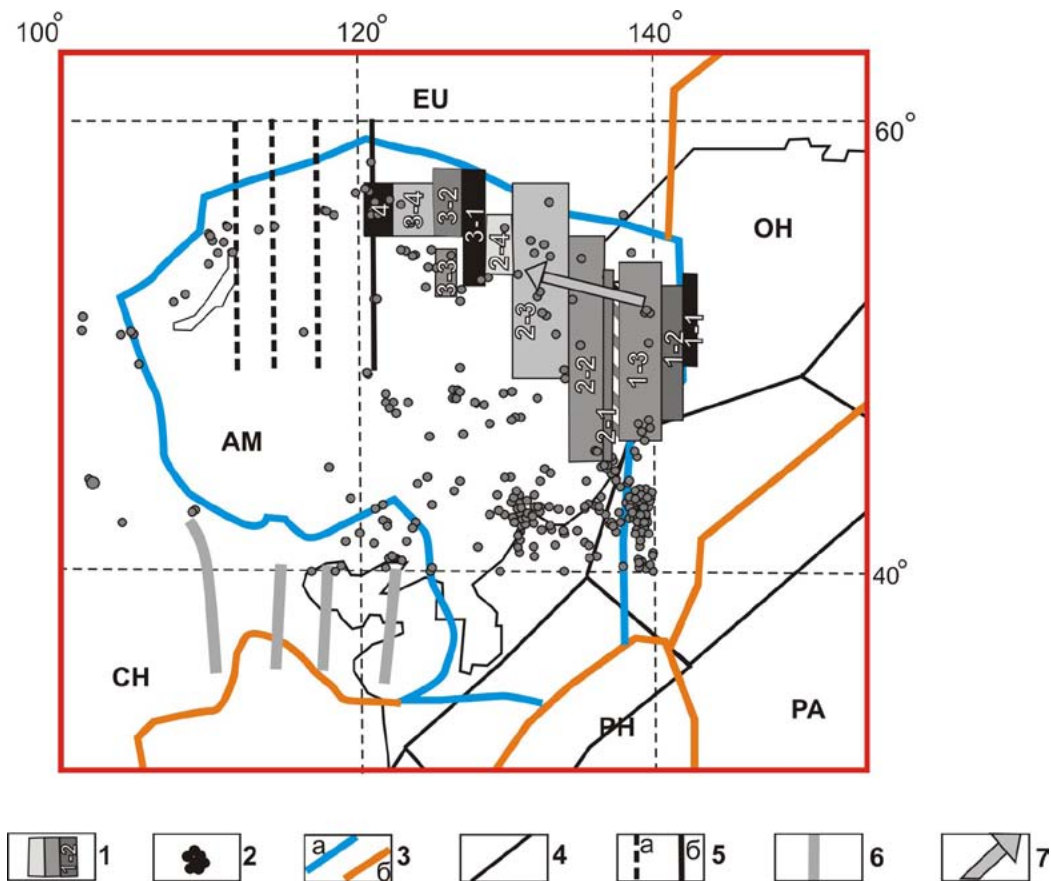


Рис. 1. Направленная миграция максимумов сейсмической активности вдоль северной границы Амурской плиты: 1 – кластеры и их номер; 2 – эпицентры землетрясений с $M \geq 5$; 3 – границы плит: а – Амурской, б – других; 4 – сегменты Тихоокеанского сейсмического пояса по [5]; 5 – прогнозируемые границы сейсмических циклов: а – начальный, б – другие; 6 – деформационные зоны по [9, 10]; 7 – направление миграции.

1. Среднее значение скорости смещения максимумов сейсмической активности по всей зоне можно принять равным $\bar{u} = -0.0443$ град/сут с относительной погрешностью 14%. или $U = 16.2 \pm 2.27$ град/год. Для широты 56° скорость смещения максимумов составит около 1000 км/год. В предположении стационарности данного процесса максимумы сейсмической активности обигают Земной шар примерно за 22.2 года.

2. Максимумы сейсмической активности в кластерах с синхронным изменением во времени (на рис. 1 с одинаковыми оттенками серого цвета) с погрешностью ± 15 дней (январь–январь, февраль–февраль и т.д.) отстоят в пространстве между первым и вторым циклом на 6.38° , 7.16° и 6.8° , а между вторым и третьим циклами – на 8.58° , 7.91° , 6.98° , 7.01° , соответственно. В среднем пространственная синхронизация сейсмического процесса происходит через каждые $\bar{L} = (7.26 \pm 0.74)^\circ$. То есть максимум сейсмической активности, который приходится на середину января, проявляется одновременно в среднем через 7.26° , что для диапазона исследуемых широт составит порядка 360 – 420 км.

Первый результат связан с западным (широтным) дрейфом миграции максимумов сейсмической активности [8]. В работе [5], из общего цикла миграции сейсмической активности по всему Тихоокеанскому сейсмическому поясу по часовой стрелке, можно выделить центральную (северную) часть (рис. 1), где сейсмическая активность во времени смещается в восточном направлении от меридиональной зоны субдукции. Учитывая, что в нашем случае установлено западное смещение максимумов сейсмической активности от зоны субдукции, то можно предположить, что именно зона субдукции является источником геофизических процессов, инициирующих миграцию сейсмичности.

Для северо-восточного сегмента Байкальской рифтовой зоны С.И. Шерманом определена западная миграция сейсмической активности со скоростью 13 км/год и периодом активизации 28 лет [9]. Здесь же авторами показаны вектора смещения сейсмической активности в направлении В-З от 138 до 110 меридиана. Наши исследования перекрывают данную область на 60% (рис. 1). Независимое определение направления смещения сейсмической активности по двум некоррелированным методам дает основание полагать, что «западный дрейф» от зоны субдукции до 120 меридиана (данное исследование) и далее до 110° в.д. [9] обусловлен геофизическими процессами, продуцирующими в земной коре структурные перестройки, происходящие с различной скоростью.

Второй из полученных результатов по изучению динамических характеристик сейсмического процесса связан с определением скорости смещения максимумов сейсмической активности. По уравнениям линейной регрессии нами получено значение скорости, равное 0.044 град/сут или 16.2 град/год.

В обобщающей работе [1] и приведенных в ней ссылках рассчитанная нами скорость входит в диапазон представленных авторами результатов по регионам: п-ов Рейкьянес (Исландия), Средиземноморская зона (между Азорскими островами и Ираном), Южная Италия, Греция, Северо-Атлантический хребет, соответственно. Близкие значения скорости совпадают по региону Камчатка [3, 4] и практически равны вычисленным значениям скорости в работе [5]. В общей сложности количество определений скорости миграции сейсмической активности, которые удалось зафиксировать, составляет порядка 100 определений. Статистика распределений модуля скоростей представлена на рисунке 2.

Совпадение распределения скоростей в диапазоне до 1000 км/год, вычисленных для всех сейсмоактивных зон (А) и отдельно для Тихоокеанского сейсмического пояса (Е), свидетельствует о корректности обзора, сделанного авторами [1]. Более детальный анализ распределения скоростей показывает, что в диапазоне до 400 км/год выделяется 3 пика с максимумом в интервале до 100 км/год (В), который на рисунке 2 (С) представляет собой нисходящий график с максимумом скорости до 20 км/год. В данном диапазоне максимум приходится на скорость 2 км/год (D) с равномерной статистикой во всем диапазоне. Таким образом, наиболее представительными значениями (интервалами) скоростей миграции сейсмической активности можно считать скорости 2, (20–40), (35–75), (200–250), (350–400) и (750 и выше) км/год.

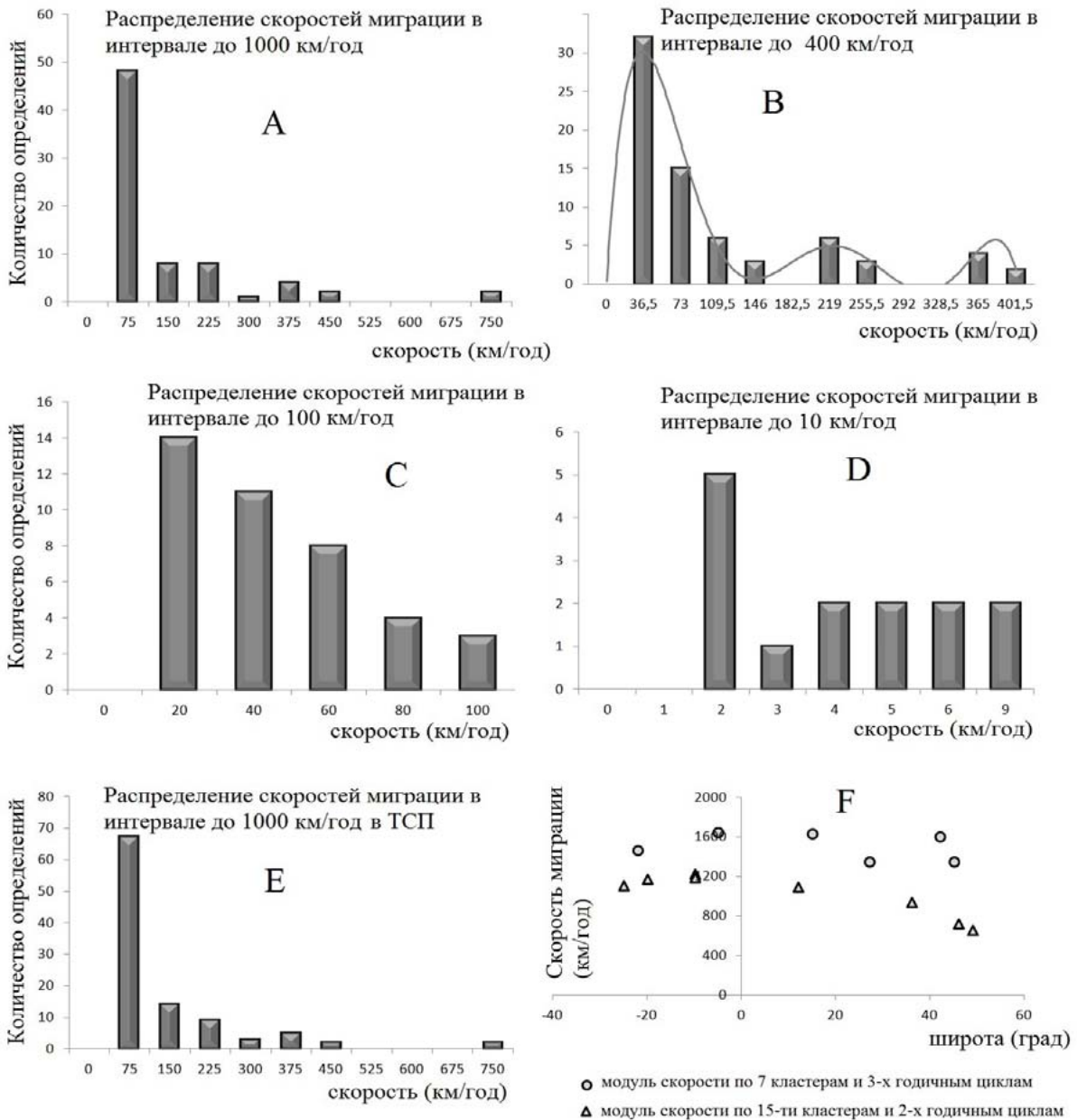


Рис. 2. Распределение скоростей миграции сейсмической активности в различных диапазонах скоростей (А–Е) и широт (F).

На графиках (F) представлены результаты расчетов модуля скорости миграции из работы [5]. В двух различных циклах скорости миграции оказались равными в среднем 1500 и 1000 км/год. Здесь обращает на себя внимание увеличение модуля скорости на экваторе и спад к широте 56°. Среднее значение скорости в диапазоне широт от 46° до 56° составляет около 1000 км/год.

Данный результат может свидетельствовать о том, что геофизические процессы, инициирующие сейсмический режим, в диапазоне магнитуд $M > 6.5$ и магнитуд с $2 < M < 4$ (данное исследование) могут быть одной природы. Одной из причин «крупномасштабных механизмов», контролирующих сейсмичность, авторы [5] связывают с флуктуациями движения плит.

Таким образом, рассчитанные нами скорости миграции сейсмической активности дополняют результаты, ранее полученные авторами предыдущих исследований, и на основе строгих статистических построений, обобщают эти результаты и конкретизируют значения скорости миграции в диапазоне широт от 46° до 56° с.ш.. Полученное значение скорости

0.044 град/сут или 16.2 град/год приводит к естественному 22-летнему циклу миграции сейсмической активности, связанному с взаимодействием в системе «Солнце-Земля». Учитывая, что в работах авторов предыдущих исследований представлены практически все сейсмоактивные зоны Земли, можно считать, что миграция с данной скоростью протекает в виде стационарного процесса.

Другой результат связан с определением пространственного периода синхронизации максимумов сейсмической активности, среднестатистическая протяженность которого оказалась равной 7.26° , что примерно равно удвоенному масштабу тектонических неоднородностей в пределах исследованной области. Подтверждением этому может служить работа [10], в которой авторы выделили три меридиональных зоны в области (125° – 110°) в пределах (121 – 123°), (117 – 119°), (113 – 115°), (108 – 111°) и (30 – 40°) с.ш., срединные меридианы которых отстоят друг от друга в среднем на 4° .

По результатам данного исследования западная зона деформаций (рис. 1) охватывает меридианы (118.5 – 119°), а прогнозируемые кластеры, в которых начальная фаза равна нулю (кластеры 1–1, 3–1 и 4 на рис. 1) будут охвачены зонами, построенными по аналогии с работой [10] для интервала (50 – 60°) с.ш.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» (грант ДВО РАН 15-И-2-014) и при частичной финансовой поддержке государственного задания №5.1771.2014/К Министерства образования и науки России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А. Миграция коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 149-167.
2. Быков В.Г. Волны активизации разломов земной коры // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 104-108.
3. Викулин А.В. Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 46-61.
4. Викулин А.В. Миграция и осцилляции сейсмической активности и волновые движения земной коры // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений: I российско-японский семинар, Хабаровск, 26-29 сентября 2000 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 205-224.
5. Кузнецов И.В., Кейлис-Борок В.И. Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // ДАН. 1997. Т. 355, № 3. С. 389-393.
6. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Быков В.Г., Меркулова Т.В., Иванова Н.А. Результаты статистического моделирования динамики сейсмической активности в зоне конвергентного взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы Девятой Международной сейсмологической школы, 8–12 сентября 2014 г., Ереван. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 312-316.
7. Трофименко С.В., Быков В.Г. Модель движения блоков земной коры Южно-Якутского геодинамического полигона на основе GPS данных // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 4. С. 18-27.
8. Трофименко С.В., Быков В.Г., Меркулова Т.В. Миграция сейсмической активности в зоне конвергентного взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3 (в печати).
9. Sherman, S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere // Geodynamics & Tectonophysics. Vol. 4 (2). P. 83–117.
10. Wang S., Zhang Z. Plastic-flow waves ('slow waves') and seismic activity in Central-Eastern Asia // Earthquake Research in China. 2005. No 1. P. 74-85.

УДК 550.34 (571.642)

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ РАЗРУШИТЕЛЬНОГО НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27(28) МАЯ 1995 ГОДА*А.Ю. Полец, Т.К. Злобин*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
polec84@mail.ru

Согласно данным изучения активных разломов [2] и движения плит [16], установлено, что подвижки вдоль активных разломов на северо-востоке Сахалина являются преимущественно правосторонними сдвигами в отличие от взбросов или надвигов в центре и на юге острова. Различия в характере тектонических движений отражаются в сглаженности рельефа северного Сахалина по сравнению с расчлененным рельефом его южной и центральной части. Значимыми сдвиговыми землетрясениями на северо-востоке Сахалина были Ногликское землетрясение 2 октября 1964 года с магнитудой $M_{LN} = 5.8$. (максимальная интенсивность VIII баллов) и катастрофическое Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 года, с моментной магнитудой $M_w = 7.2$. Сильнейшим землетрясением в северо-западной части острова является Уангское землетрясение 16 марта 2010 года с моментной магнитудой $M_w = 5.8$ [5]. В период с 1906 по май 1995 гг. на северо-востоке и севере острова Сахалин не отмечалось землетрясений с $M \geq 6$, магнитуда землетрясений в районе Охи $M = 5.0 - 5.5$ (интенсивность землетрясений VIII). Согласно карте сейсмического районирования СР-78 эта часть острова относилась к VII балльной зоне [11, 14]. Очаг Ногликского землетрясения 1964 года находился у северо-восточного побережья острова, в районе поселка Ноглики, на глубине около 10 км, под южной частью Северо-Восточного антиклинория, относящегося, по мнению О.А. Мельникова, к новообразованным в плиоцене поднятиям [6].

Нефтегорское землетрясение произошло в ночь с 27 на 28 мая 1995 года в 1 ч 03 мин 56 с по местному времени (27 мая в 13 ч 03 мин 56 с по Гринвичу) в северо-восточной части острова Сахалин, в районе Северо-Сахалинской равнины, ранее относившейся к умеренной сейсмичности. Эпицентр землетрясения находился вблизи поселка городского типа Нефтегорск. Глубина очага $h = 18 (\pm 3)$ км. Поселок Нефтегорск располагался на небольшом холме на площади 21 га, его строительство началось в середине 60-х годов, прошлого века. Район Нефтегорска относился к VI-балльной зоне, и строительство осуществлялось без проведения каких-либо мероприятий по повышению сейсмостойкости сооружений. Интенсивность сейсмических колебаний во время землетрясения достигала в Нефтегорске VII-IX баллов (MSK) [11]. Поселок Нефтегорск был полностью разрушен, почти 2000 его жителей погибли под обрушившимися многоэтажными жилыми домами. Нефтегорское землетрясение, 27(28) мая 1995 года – самая тяжелая по последствиям сейсмическая катастрофа на территории России. На момент землетрясения из-за отсутствия финансирования были закрыты практически все сейсмические станции в регионе. После катастрофического Нефтегорского землетрясения 1995 года на Сахалине стали проводиться детальные сейсмологические наблюдения при помощи автономных цифровых сейсмических станций [5].

В результате землетрясения 27(28) мая 1995 года образовался Нефтегорский сейсморазрыв север – северо-восточного простирания протяженностью около 40 км [10,12]. Нефтегорский сейсморазрыв нарушил земную поверхность от района горы Таксон на юге до слияния рек Кадыланьи и Кенига на севере. Преобладающее смещение по разлому представляло собой правосторонний сдвиг с незначительной взбросовой составляющей. Северное окончание разрыва находилось в 3 км к юго-востоку от поселка Нефтегорск. Пространственно Нефтегорский сейсморазрыв совпал с уже существующим Верхне-Пильгунским разломом. Верхне-Пильгунский

разлом выявлен в 1950 - 1960-х годах путем структурного бурения, а позже прослежен на профилях в виде взброса. Этот разлом четко выделяется на космических и аэрофотоснимках по резкому изменению фототонов, в региональных магнитном и гравитационном полях [13]. Верхне-Пильтунский разлом имеет диагональное расположение к простиранию меридиональной складчатой системы Сахалина. Активизировавшийся в процессе землетрясения Нефтегорский сейсморазрыв расположен в пределах блока земной коры, ограниченного с востока меридионально-простирающимся межзональным Хоккайдо-Сахалинским и Срединно-Сахалинскими разломами. Верхне-Пильтунский разлом является второстепенным нарушением коры, смыкающим две более крупные зоны разломов. Верхне-Пильтунский разлом неоднократно проявлялся на земной поверхности в виде сейсморазрывов. Нефтегорское землетрясение лишь одна из многих сейсмокатастроф, связанных с подвижками по этому разлому. Радиоуглеродный анализ возраста погребенных под разжиженными в прошлом песками палеопочв и древних горизонтов современной почвы, нарушенных ископаемыми сейсморазрывами, показал, что приблизительно 1000, 1400 и 1800 лет тому назад в этом же очаге происходили землетрясения, вероятно, даже более сильные, чем Нефтегорское [8, 9].

Особенности Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 года подробно изучены и описаны во многих работах [1-4, 7-15 и др.]. В рамках данного исследования проведен анализ широкополосных записей этого события, выполнено моделирование подвижек в его очаге. Для построения модели очага и изучения особенностей развития сейсмического процесса в очаговой области Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 года применялся метод инверсии волновых форм Kikuchi, Kanamori [15], позволяющий комплексно определять механизм очага и оценивать его параметры, ориентацию сейсмического разрыва в очаге, форму временной функции источника, величину сейсмического момента, скорость распространения разрыва и др. Метод позволяет рассчитывать синтетические сейсмограммы для текущей модели очага, сравнивать их с наблюдаемыми волновыми формами и рассчитывать поправки к модели, чтобы приблизить синтетические сейсмограммы к наблюдаемым. Решение обратной задачи заключается в сравнении наблюдаемых и расчётных волновых форм до тех пор, пока не будет получено наилучшее их соответствие. Исходный материал – широкополосные цифровые сейсмограммы, зарегистрированные станциями мировой сети GSN (The Global Seismographic Network), загруженные с сайта Объединенного исследовательского института сейсмологии IRIS [17].

В работе использовались записи только Р-волн от широкополосных станций мировой сети GSN в диапазоне эпицентральных расстояний от 20° до 100°, на вертикальных каналах (ВНЗ). Процедура обработки исходных записей включала снятие вступлений Р-волн, переход к смещениям, фильтрацию в полосе частот 0.002-1 Гц. В качестве границ очага сейсмического события 27(28).05.1995 г. были приняты границы облака афтершоков. В процессе отбора волновых форм отбрасывались одна или несколько записей, существенно отличающихся по амплитуде и форме колебаний от группы других, зарегистрированных на близкорасположенных станциях. Всего было отобрано 124 станции, зарегистрировавших вертикальные компоненты. В итоге было получено 79 сейсмограмм, содержащих в себе вступление Р-волны (рис. 1). Азимутальное окружение очага станциями было неоднородным (рис. 2), поэтому при инверсии использовался прием установления весов станций в зависимости от плотности азимутального покрытия.

Моделируемые параметры очага включали в себя механизм очага – для двойного диполя: strike - простирание, dip - падение, rake - подвижка, скалярный сейсмический момент. Получена временная функция источника с двумя ярко выраженными пиками – длительность вспарывания составила $T = 29$ с. Отклонение между реальными и синтетическими волновыми формами 0.56. Сопоставление модели очага с решением СМТ показывает их большое сходство [18]. Выполнено моделирование подвижек в очаге Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. (рис. 2) Стрелками показаны направления подвижек, цвет отражает величину подвижки. В очаговой области обнаружены две зоны неоднородностей, характеризующие развитие очага. Максимальная величина смещения почти 7 метров. Начало развития очага происходило с юга на север. Поселок городского типа Нефтегорск располагался на северной оконечности сейсморазрыва, в результате

удар по нему оказался усиленным в несколько раз. Полученная методом инверсии модель очага Нефтегорского землетрясения согласуется с поверхностными проявлениями разрыва по данным полевой геологии.

Neftegorsk 1995/05/27 13:03

$M_0=0.077E+21Nm$ $Mw=7.19$

Lat.=52.629° Lon.=142.827° Depth=11 km.

Strike=196° Dip=82° Rake=171.8°

Variance=0.56

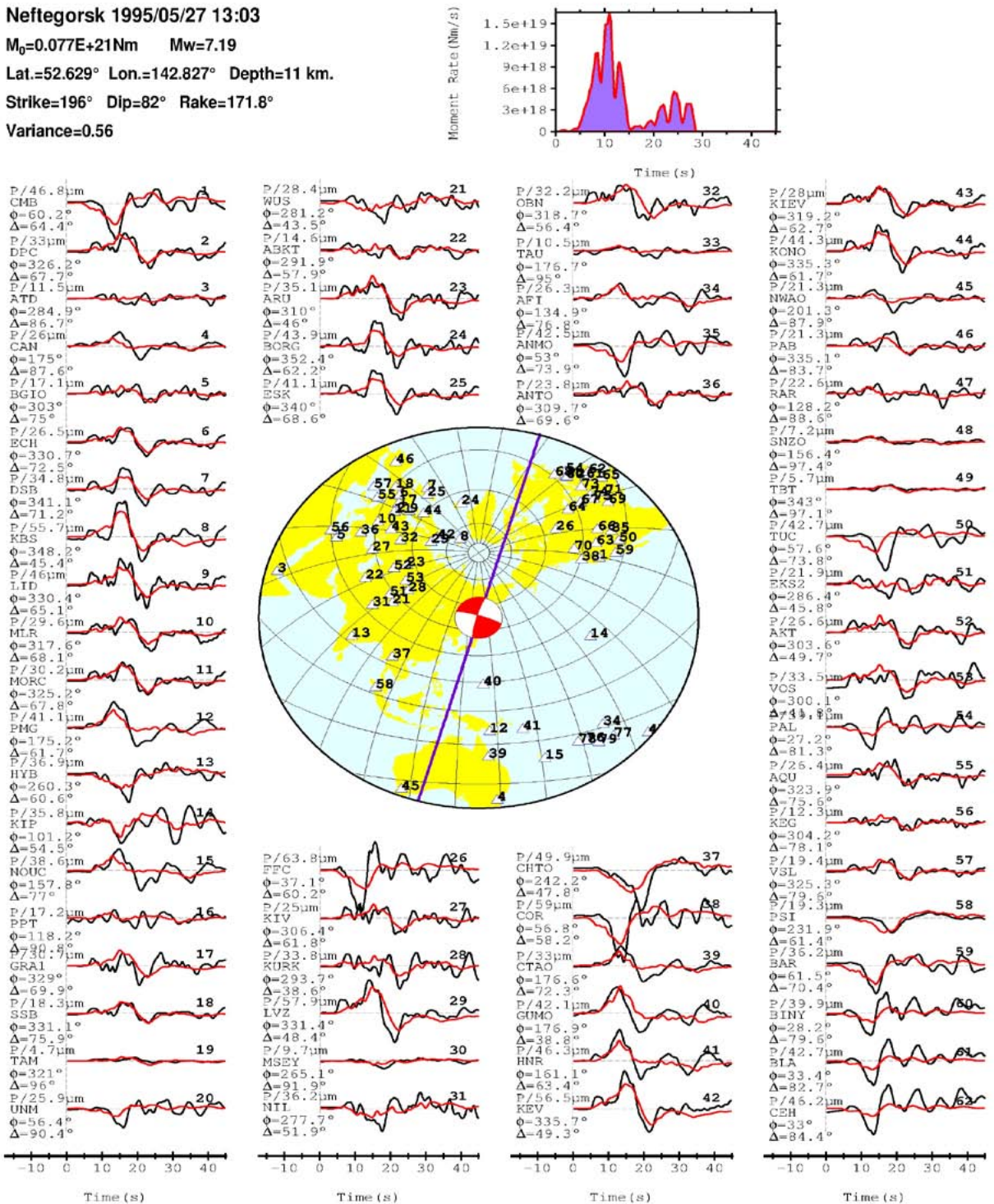


Рис. 1. Азимутальное окружение очага станциями (треугольники - положение станций) и наблюдаемые (черный цвет), синтетические (серый цвет) сейсмограммы. Слева от сигнала: первая строка показывает тип волны и максимальную амплитуду в мкм (μm); вторая – код станции; третья – азимутальный угол; четвертая – эпицентральный расстояние Δ° .

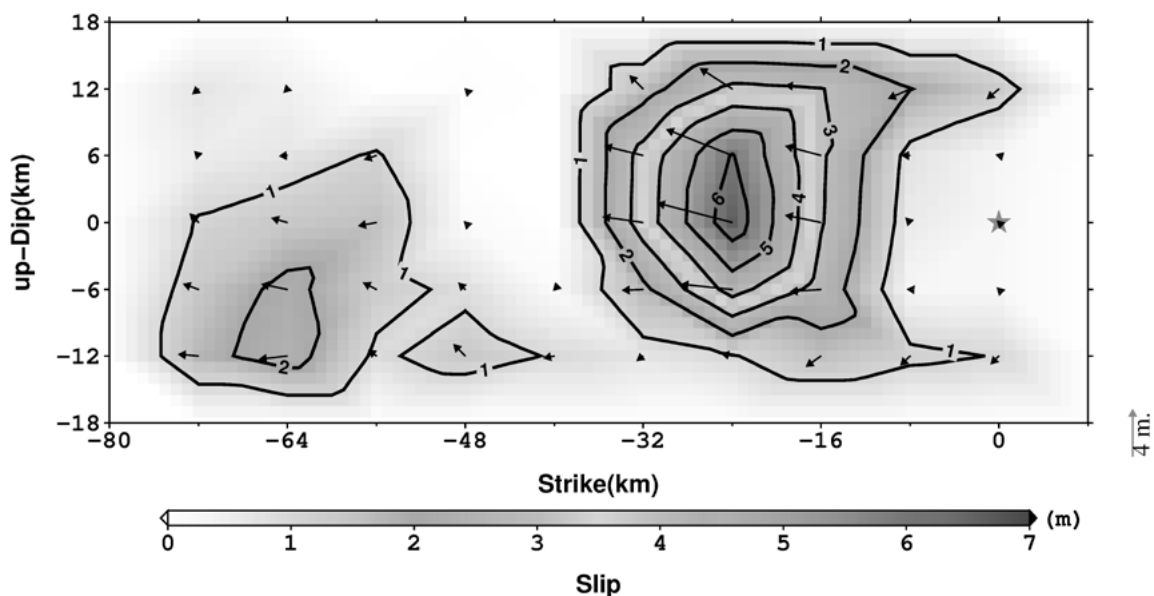


Рис. 2. Развитие фронта разрушения и амплитуды смещения вдоль очаговой плоскости Нefтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г.

Таким образом, выполненные исследования методом инверсии волновых форм позволили охарактеризовать очаг Нefтегорского землетрясения, изучить особенности развития фронта разрушений и амплитуды смещений вдоль очаговой плоскости Нefтегорского землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арефьев С.С., Дорбан К. Нefтегорское землетрясение 1995 г.: томография очаговой зоны // Физика Земли. 2001. № 2. С. 58-68.
2. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы Сахалина // Геотектоника. 2002. Т. 36, вып. 3. С. 227-246.
3. Злобин Т.К., Бобков А.В. Особенности положения очагов землетрясений и распределения сейсмической энергии в литосфере Сахалина пред Нefтегорским землетрясением 27(28) мая 1995 года // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 107-121.
4. Иващенко А.И., Кузнецов Д.П. и др. Нefтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. на Сахалине // Нefтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. М., 1995. С. 48-67. (Инф.-анал. бюл. ФССН. Экстр. вып.)
5. Коновалов А.В., Семенова Е.П., Сафонов Д.А. Результаты детального изучения очаговой зоны землетрясения 16 марта 2010 года ($M_w = 5.8$) на северо-западе о. Сахалин // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 37-49.
6. Мельников О.А. О взаимосвязи геологического строения и сейсмичности Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977. С. 46-51.
7. Оскорбин Л.С. Сейсмичность Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977. С. 3-22.
8. Рогожин Е.А., Захарова А.И., Тектоническая природа сейсмической активизации 1994 - 1996 гг. на восточной активной окраине Азии // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: материалы совещания. М.: Геос, 1998. Т. 2. С. 118-121.
9. Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Бесстрашнов В.М. и др. Сеймотектоническая обстановка острова Сахалин // Физика Земли. 2002. № 3. С. 35-44.
10. Рогожин Е.А., Нечаев Ю.В., Хованский Б.Н. Космофотолинеаменты очаговой области Нefтегорского землетрясения // Нefтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. Спец. выпуск. М., 1995. С. 129-134.

11. Старовойт. О.Е., Гапсатарова И.П., Коломиец М.В., Чепкунас Л.С. Оперативное определение параметров очага разрушительного Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. М., 1995. С. 27-35. (Инф.-анал. бюл. ФССН. Экстр. вып.)
12. Стрельцов М.И. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995г. на Сахалине / под редакцией А.И. Иващенко, А.И. Кожурина, Б.В. Левина. М.: Янус-К, 2005. 180 с.
13. Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
14. Уломов В.И. Оценка сейсмической опасности и временная схема сейсмического районирования Сахалина // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. М., 1995. С. 18-26. (Инф.-анал. бюл. ФССН. Экстр. вып.)
15. Kikuchi M., Kanamori H., Satake K. Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: Evidence for a slow after-slip event // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 15797-15808.
16. Seno T. The Neftegorsk Earthquake as the Intraplate Event: Tectonic Interpretation, in The May 27(28) 1995 Neftegorsk Earthquake, Informational Analytical Bulletin of FSSO, Special Issue, October 1995. P. 135-138.
17. <http://www.iris.edu/> (дата обращения: 28.02.2015).
18. <http://www.global.org>. (дата обращения: 28.02.2015).

УДК 550.34

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К СЕЙСМИЧЕСКОМУ ПРОГНОЗУ – ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕКУЩЕГО УРОВНЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

М.В. Родкин^{1,2}, Нго Тхи Лы³

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия;

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

³Геофизический институт, г. Ханой, Вьетнам

rodkin@mitp.ru

За годы, прошедшие после десятилетия (примерно с 1995 по 2005 гг.) когда тематика прогноза землетрясений была на Западе крайне непопулярной, исследования по прогнозу получили новое развитие. При этом, однако, подход к методике прогноза изменился. Прогноз перестал быть детерминистским и стал сугубо вероятностным. Обычно уже не предсказывается сильное землетрясение, а указывается на рост вероятности реализации такого события. Наибольшее распространение получили оценки текущей сейсмической опасности на основе статистической ETAS модели сейсмического режима. Модель ETAS [5], как известно, является обобщением известных статистических закономерностей сейсмического режима, как-то: закона повторяемости Гуттенберга-Рихтера и законов изменения интенсивности форшоковой и афтершоковой последовательностей. В рамках этой модели недавние сейсмические события рассматриваются как указатели (триггеры) будущей активности в соответствии с типичными закономерностями развития форшокового процесса [4, 3 и др.].

Собственно говоря, прогноз на основе модели ETAS - это уже и не прогноз возникновения нового сильного землетрясения, а оценка изменения вероятности возникновения в ближайшее время такого землетрясения по сравнению с фоновым сейсмическим режимом. Так как ETAS модель базируется на достаточно надежно установленных закономерностях сейсмического режима, то такая оценка имеет мало шансов привести к явно неверному результату. Но в традиционном понимании сейсмического прогноза она и не кажется ценной в практическом отношении. С других точек зрения такой подход, однако, представляется полезным.

Напомним, например, ситуацию с землетрясением в Л'Аквиле 6 апреля 2009 года с магнитудой 6.3 и последовавшим затем судебным процессом и осуждением группы сейсмологов и муниципальных чиновников. Перед этим землетрясением фиксировался рост сейсмической активности и некоторые аномалии в режиме выделения радона. Никакой уверенности, однако, в приближении момента сильного землетрясения не было. На пресс-конференции экспертам задали вопросы, следует ли ожидать сейчас сильного землетрясения? Фактически, вопрос стоял так - следует ли выходить из домов и мерзнуть ночь на улице. Тем более, что власти не могли предложить никакой помощи, в частности, предоставить жителям палатки. Их просто не было. В этой ситуации на вопрос, следует ли сегодня или завтра ждать разрушительного землетрясения, эксперты ответили, что не стоит волноваться. С огромной вероятностью они должны были оказаться правы. Но землетрясение произошло, эпицентр располагался в непосредственной близости от города. Многие старые дома не выдержали и рухнули, погибло около 300 человек, почти 2000 человек было ранено. Это было сильнейшее землетрясение в Италии за последние 30 лет. Последовал судебный процесс, и эксперты были обвинены в ненадлежащем исполнении служебных обязанностей, повлекшем причинение смерти и приговорены к тюремному заключению.

В рамках бытовавшей ранее парадигмы прогнозирования сильного землетрясения эксперты ответили как бы правильно. Но это как бы правильное решение привело к их осуждению. Посмотрим теперь, как выглядит эта ситуация с точки зрения метода прогноза, основанного на модели ETAS. В этом случае экспертам следовало бы сказать нечто вроде того,

что вероятность возникновения землетрясения, в фоновом режиме близкая к 10^{-5} % возросла до вероятности менее 10^{-2} %. И предложить принимать решение, исходя из этого. Можно ожидать, что большинство жителей посчитали бы и эту возросшую вероятность столь же ничтожно малой, как и фоновую. Вряд ли бы что-то изменилось в смысле последствий сейсмического события. Но прецедента осуждения за профессионально правильное (по сути) высказывание не последовало бы.

Закljučаем, что трактовка прогноза на основе модели ETAS, в некоторых ситуациях, может оказаться полезной. Собственно, в рамках такого прогноза предсказываются не сильные землетрясения, а указываются периоды времени относительно повышенной и пониженной сейсмической опасности, наподобие того, как указываются магнитоопасные дни. Аналогом такого подхода является и известная цветовая шкала уровня террористической угрозы. Резонно поставить вопрос, должна ли такая информация учитываться муниципальными службами и МЧС, и каким образом она может ими адекватно учитываться. Положительным результатом применения такого подхода является и то, что резко снижается вероятность неправильного прогноза. Тем самым не наносится такого ущерба авторитету науки, как в случаях неизбежных частых неудач обычного детерминистского прогноза. Естественной ценой этого является резкое уменьшения потенциальной полезности вероятностного прогноза по сравнению со случаем детерминистского прогноза.

Как уже было сказано, ETAS модель, по сути, является обобщением известных статистических закономерностей сейсмического режима. Соответственно, она не позволяет ничего сказать о физических закономерностях сейсмического режима. Этого недостатка лишена статистическая модель сейсмического режима (statistical earthquake model, SEM), построенная на основе мультипликативного каскада [2]. В [2, 6] было показано, что SEM-model фактически эквивалентна по своим статистическим и прогностическим характеристикам модели ETAS. Но, в отличие от модели ETAS, модель SEM построена на параметрах, отражающих физические характеристики среды, а именно, на параметрах иерархичности, неравновесности и характеристик памяти среды. Показано, что с набором параметров, лишь ненамного превышающим по числу параметров используемый в модели ETAS, SEM-модель позволяет описать закон повторяемости Гутенберга-Рихтера, закон Омори, форшоковую активизацию, а еще и существование цикла сейсмической активности.

Таким образом, SEM-модель позволяет статистически реализовывать сейсмический прогноз аналогично тому, как это делается в рамках модели ETAS. При этом такой подход имеет два преимущества, по сравнению с использованием модели ETAS. Первый состоит в том, что периоды роста или уменьшения сейсмической опасности могут быть проинтерпретированы как изменения характеристик геофизической среды, а значит могут быть проверяемы и иными методами. В частности, в рамках модели SEM известный прогностический признак уменьшения наклона графика повторяемости трактуется как рост величины параметра неравновесности геофизической среды. Таким образом, SEM модель включает прогностические возможности и модели ETAS и прогностического критерия уменьшения b-value.

Вторым преимуществом является то, что в рамках SEM-модели могут быть дополнительно описаны такие характеристики сейсмического режима как сейсмический цикл и генезис так называемых характеристических землетрясений. Таких возможностей нет при использовании модели ETAS. Это и понятно, чистая статистика не позволяет надежно описать эти особенности сейсмического режима. А в модели SEM они появляются как следствие логического развития этой модели.

В рамках модели SEM возникновение характеристических землетрясений является тривиальным следствием добавления нелинейных членов в порождающее кинетическое уравнение мультипликативного каскада [7]. При этом анализ региональных данных по сейсмичности Юго-Восточной Азии указывает также и на возможную физическую причину такого рода нелинейности. Выявляется, что характеристические землетрясения фиксируются почти исключительно в области зон субдукции. Отсюда можно предположить, что нелинейные члены в порождающем кинетическом уравнении обусловлены дестабилизирующей ролью глубинного флюидного режима, наиболее активного именно в зонах субдукции.

Закключаем, что построение прогностической модели на основе статистической SEM модели сейсмического режима позволяет объединить положительные стороны эпидемиологической модели сейсмического режима ETAS и ранее использовавшихся методов прогноза на основе уменьшения наклона графика повторяемости землетрясений. Такой прогноз является сугубо статистическим, но, по-видимому, менее подверженным ошибкам, чем ранее использовавшиеся схемы детерминистского прогноза сильных землетрясений.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ, проект № 15 55 54016.

ЛИТЕРАТУРА

1. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 256 с.
2. Родкин М.В. Модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации, возникающих на множестве метастабильных состояний // Физика Земли. 2011. № 10. С. 18-26.
3. Faenza L., Hainzl S., Scherbaum F. Statistical analysis of the Central Europe seismicity // Tectonophysics. 2009. Vol. 470. P. 195-204.
4. Gasperini P., Lolli B. Correlation between the parameters of the aftershock rate equation: Implications for the forecasting of future sequences // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2006. Vol. 156. P. 41-58.
5. Ogata Y. Space-time point-process models for earthquake occurrence // Ann. Inst. Statis. Math. 1998. Vol. 50. P. 379-402.
6. Rodkin M.V., Tikhonov I.N. The New Avalanche-Like Stochastic Model for Parameterization of Seismicity and Its Application to the South Sakhalin Island Seismicity // International Journal of Geophysics. Vol. 2012 (2012), Article ID 364318.
7. Rodkin M.V., Pisarenko V.F., Ngo Thi Lu, Rukavishnikova T.A. On potential representations of the distribution law of rare strongest earthquakes // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. 5 (4). P. 893-904.

УДК 550.343

УТОЧНЕНИЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МЕТОДОМ ПОСТРОЕНИЯ ОБОБЩЕННОЙ ОКРЕСТНОСТИ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

М.В. Родкин^{1,2}, И.Н. Тихонов²

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия;

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
rodkin@mitp.ru

Из литературных источников известен весьма широкий набор предвестниковых изменений сейсмического режима. Однако значительная часть этих предвестников не подтверждена в ходе других исследований при использовании иных наборов данных. Таким образом, выявление типичных предвестниковых изменений в процессе подготовки сильных землетрясений остается актуальной задачей.

Решение ее возможно, в частности, при исследовании средних (общих) особенностей сейсмичности, имеющих место в окрестности большого числа сильных землетрясений. Под окрестностью здесь понимается пространственно-временная область, где может быть оценена фоновая сейсмичность и проведено ее сравнение с изменениями сейсмического режима в связи с реализацией данного сильного землетрясения. Изменения традиционно разделим на предшествующие сильному событию (предвестники), и те, которые следуют за ним (афтершоковая активность). Предвестниковая и постшоковая активности могут включать при этом как степенные каскады роста числа событий к моменту времени сильного землетрясения, так и другие типичные изменения сейсмической активности.

Метод построения обобщенной окрестности сильного землетрясения был предложен в работах [3, 10] и применен к изучению Мирового Гарвардского и USGS/NEIC каталогов до 2005 г. и 2007 г., соответственно. В данной работе Гарвардский каталог проанализирован за более длительный период с 1976 г. по 31 ноября 2012 г. для мелкофокусных землетрясений ($H < 70$ км, согласно определениям PDE, приводимым в формате описания данных Гарвардского СМТ каталога). Сформированная таким образом выборка содержала 30365 событий.

Увеличение объема данных дало возможность отследить предвестниковый степенной каскад за сто дней до сильного события, в то время как ранее [3] каскад был прослежен только за несколько десятков дней до момента главного события. Была выявлена также новая аномалия, заключающаяся в уменьшении средней глубины залегания очагов землетрясений. Также было уточнено поведение афтершокового степенного каскада.

При построении пространственной окрестности сильных землетрясений были отобраны события, попадающие в зоны влияния 1000 сильнейших (по магнитуде M_b) землетрясений. Пространственный размер зоны влияния определялся, исходя из магнитуды сильного землетрясения M , согласно приближенному соотношению между типичным размером источника и магнитудой M [4, 6]:

$$L, \text{ km} = 10^{0.5M-1.9},$$

где M есть магнитуда M_b . Далее анализировались землетрясения, расположенные на расстояниях, меньших, чем 1, 3, 5 и 7 L от эпицентра данного сильного землетрясения. Выбор разных зон влияния связан с тем, что заранее неизвестно, в пределах которой следует ожидать существенного перераспределения характера напряжений в результате сильного землетрясения.

Построенные таким образом обобщенные окрестности сильного землетрясения были использованы для изучения типичных (средних) особенностей эволюции сейсмического процесса в окрестности сильного землетрясения. Конкретно в данной работе исследована изменчивость следующих параметров отдельных землетрясений: интенсивности потока событий, средней

магнитуды землетрясения M_b (и M_w), полу-продолжительности сейсмического процесса, величины средних отношений M_b/M_w (или M_b-M_w), средней глубины землетрясений.

Поясним, вкратце, физический смысл используемых параметров. Значения отношения M_b/M_w (и разница M_b-M_w) характеризуют относительное преобладание в очаге землетрясения колебаний с высокой и низкой частотой, которые используются для определения величин M_b и сейсмического момента (и моментной магнитуды M_w), соответственно. Параметры гипоцентра (глубина и время) характеризует точку, где был инициирован разрыв; те же параметры (глубина и время землетрясения), полученные из решения сейсмического момента, характеризуют «центр масс» сейсмического источника. Таким образом, разница по времени между двумя решениями характеризует половину длительности процесса сейсмического излучения, а разность между двумя значениями фокальной глубины характеризует половину размера зоны разрыва по глубине и направление распространения разрыва (вверх или вниз). Процедура расчета указанных параметров, подробно описана в [3, 10]. Эти работы также показывают, что использование этих параметров является эффективным, и их изменчивость содержательно описывает сейсмический процесс.

В результате обработки выборки данных, описанной выше, были получены следующие результаты.

В обобщенной окрестности наблюдаются два режима сейсмической активизации. Первый режим характеризуется фоновым ростом числа землетрясений и наблюдается два-три года до и после главного толчка. Второй режим отвечает развитию степенных форшок-афтершоковых последовательностей продолжительностью около ста дней от момента главного события. Аналогичные результаты были получены ранее в работах [1, 2, 5, 7, 8] по моделированию форшок-афтершоковых последовательностей сильных землетрясений из различных сейсмоактивных районов по методу саморазвивающихся процессов. В данной работе характер этой особенности сейсмического режима удалось уточнить путем агрегирования большого объема сейсмической информации при формировании обобщенной окрестности сильного землетрясения.

Ниже на рисунке в качестве примера приведен характер поведения первого параметра (интенсивности потока событий) для обратного (форшокового) и прямого (афтершокового) каскадов. Время по оси X дано в сутках от момента обобщенного главного события. Точки на рисунке отражают плотность (по времени) кластеров, состоящих из групп по 100 последовательных по времени землетрясений с шагом 50 событий (в пересчете на число событий в сутки). Таким образом, приведенные точки независимы через одну.

Из приведенного рисунка можно видеть, что средняя интенсивность потока землетрясений как функция времени для форшоковой и афтершоковой последовательностей может быть описана степенным законом:

$$n \sim t^{-p},$$

где n – интенсивность потока событий, а t – интервал времени до или от момента обобщенного главного толчка; p – параметр степенного закона. В афтершоковой последовательности $p \approx 0.9$, то есть, в согласии с типичным законом Омори [9] близко к единице. В форшоковой последовательности $p \approx 0.6$. Таким образом, скорость нарастания числа форшоков к моменту возникновения главного толчка существенно ниже скорости спада интенсивности афтершоковой последовательности после главного толчка.

Подтверждается отличие режима ранних афтершоков от классического закона Омори. Показано, что интервалам времени развития форшокового и афтершокового каскадов отвечают также аномалии средних значений магнитуды, полу-продолжительности сейсмического процесса, величины отношения M_b/M_w и средней глубины очагов землетрясений. Амплитуды этих аномалий растут пропорционально логарифму времени, остающемуся от момента сильного землетрясения. Выявленная тенденция уменьшения глубины очагов землетрясений к моменту обобщенного сильного землетрясения предположительно отражает рост трещиноватости и проницаемости среды и вызванный им прорыв флюида малой плотности в верхние горизонты литосферы. Отметим, что это единственный из выявленных предвестников, который характеризует не только эффект растущей неустойчивости системы в окрестности

сильного землетрясения, но характеризует также и физический механизм развития такой неустойчивости. Остальные выявленные предвестники характеризуют только сам эффект развития неустойчивости, безотносительно к конкретному физическому механизму.

Комплекс выявленных закономерностей может быть использован в качестве признаков процесса подготовки сильного землетрясения.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ, проект № 14 05 00866.

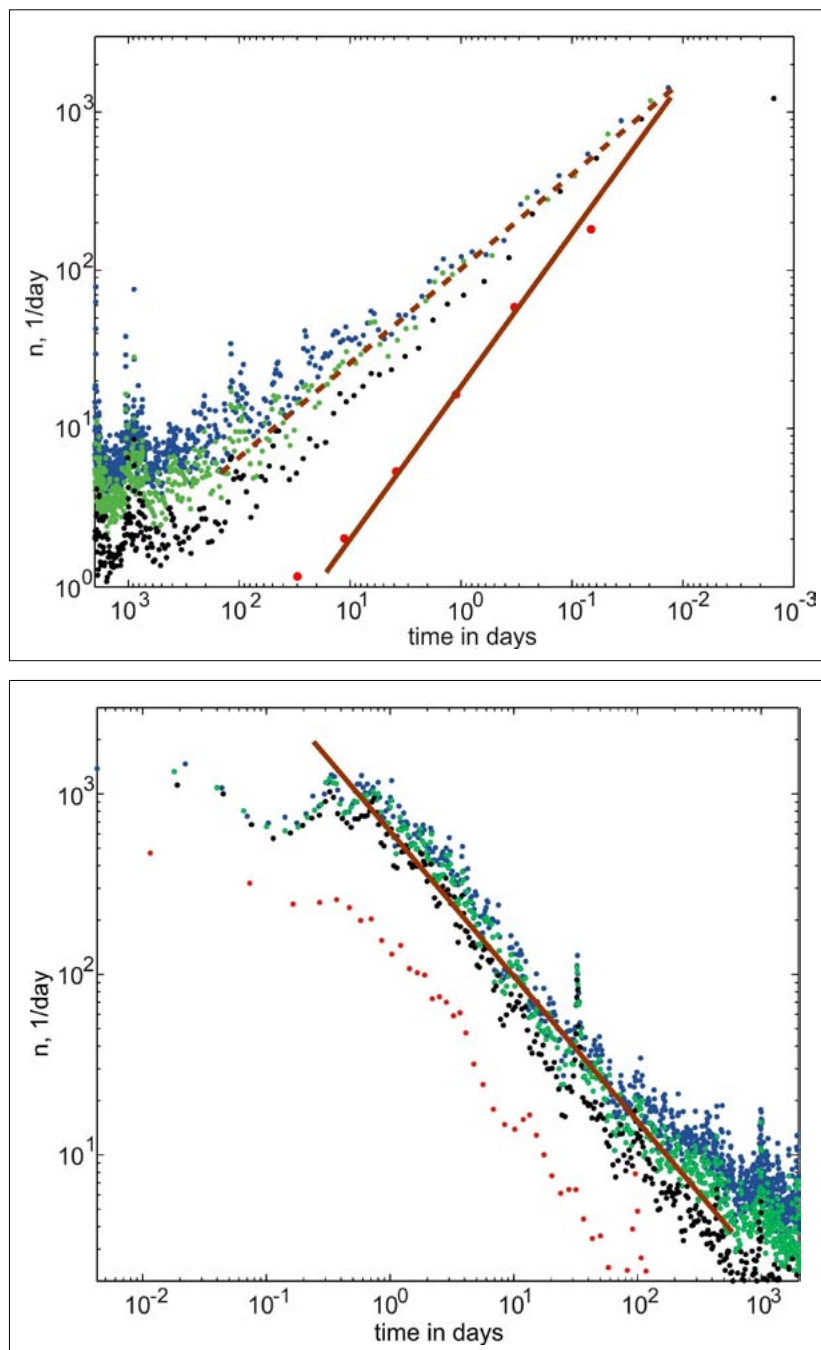


Рис. 1. Изменения интенсивности потока событий в форшоковой (верхний) и афтершоковой (нижний) последовательности в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Интенсивность потока событий определена как число событий в день. Нулевой момент времени соответствует моменту возникновения обобщенного главного толчка. Типичное значение параметра $p = 1$ закона Омори для афтершоковой последовательности показано коричневой линией, а наиболее типичное значение этого параметра для форшоковой последовательности ($p' = 0.6$) – пунктирной линией. Красные, черные, зеленые и голубые точки соответствуют расчетам в окрестностях 1, 3, 5 и 7 L, соответственно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малышев А.И., Тихонов И.Н. Закономерности динамики форшок-афтершоковых последовательностей землетрясений в районе Южных Курильских островов // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 1. С. 134-137.
2. Малышев А.И., Тихонов И.Н. Нелинейные закономерности развития сейсмического процесса во времени // Физика Земли. 2007. № 6. С. 37-51.
3. Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66-77.
4. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 230 с.
5. Тихонов И.Н. Методы и результаты анализа каталогов землетрясений для целей средне- и краткосрочного прогнозов сильных сейсмических событий. Владивосток, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 214 с.
6. Kasahara K. Earthquake Mechanics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K. 1981. 272 p.
7. Malyshev A.I., Tikhonov I.N. Foreshock- aftershock sequences of destructive earthquakes in southern Kuril Arc area // JUGG XXII General Assembly: Abstracts. Wiik B, Monday 26 July to Friday 30 July. Birmingham, 1999. P. A.154.
8. Malyshev A.I., Tikhonov I.N. The nonlinearity of seismic process as result of studying JMA, USGS and some other seismic catalogues // XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (June 30 - July 11, 2003), Sapporo, Japan: Abstracts Week A. Sapporo, 2003. P. A.153.
9. Omori F. On the aftershocks of earthquake // J. Col. Sci. Imp. Univ. Tokyo. 1894. 7. P. 111-200.
10. Rodkin M.V. Patterns of seismicity found in the generalized vicinity of a strong earthquake: Agreement with common scenarios of instability development // Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective. Geophys. Monogr. Ser. 2012. AGU, Washington, D. C. Vol. 196. P. 27-39. doi:10.1029/2011GM001060.

УДК 550.34+551.24

НАТУРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В РАЗЛОМАХ

В.В. Ружич, Е.А. Левина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
ruzhigh@crust.irk.ru

ВВЕДЕНИЕ

При выяснении закономерностей сейсмогеодинамических процессов остаются малоизученными сложные физико-механические явления, происходящие в глубинных горизонтах литосферы, где в зонах межплитных и внутриплитных разломов происходит зарождение и развитие очагов землетрясений. Современная глубинная геофизика и средства геофизических видов мониторинга в силу ограниченности их возможностей не позволяют получать необходимую для этого более детальную и надежную информацию. Поэтому все большую роль приобретают методы моделирования (прежде всего физического), основанные на проведении натуральных экспериментов на реальных геологоструктурных объектах, позволяющих более успешно продвигаться по пути объективной интерпретации данных сейсмологических и геофизических наблюдений. Соответственно, появляется доступ к более расширенному пониманию процессов, происходящих в глубинных сегментах сейсмогенерирующих разломов в условиях стресс-метаморфизма. Ниже рассмотрены примеры проведения экспериментов на природных объектах с целью физического моделирования с использованием представлений современной трибологии как бурно развивающейся науки о проявлениях в природе важнейшего закона о трении [1, 3].

УСЛОВИЯ ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ

В задачи проведения экспериментов входило моделирование режимов подготовки очагов излучения упругих импульсов сейсмического диапазона, генерируемых из зоны скольжения по плоскости сегмента Ангарского разлома при различных режимах скольжения и контактного взаимодействия неровностей. Для этого в 2012 – 2014 гг. на побережье оз. Байкал в п. Листвянка во фрагменте зоны Ангарского взбросо-сдвига на шероховатой поверхности плоскости сместителя разлома (автохтона) был создан испытательный стенд. Он представляет собой специально сконструированную бетонную армированную плиту с меняющимся весом, начиная от 600 кг. Данная плита выполняла роль подвижного фрагмента аллохтонного крыла разлома. Перемещение плиты по сместителю разлома с углом наклона 43–45° производилось с контролируемой скоростью 0,1–10 см/с при использовании специального 50-тонного гидравлического домкрата «Энерпред». Для измерений применялись датчик линейных перемещений и датчик силы в комплексе с датчиками широкополосных трехканальных сейсмостанций «Байкал-7HR» (рис. 1).

Согласно проведенным расчетам была сделана оценка кинетической энергии, выделившейся при движении плиты со скоростью 7 мм/с на расстояние 8 см, которая составила порядка 230 Дж, тогда как суммарная величина всей энергии выделившихся сейсмических импульсов не превысила 1.1 Дж, то есть 0.5% от кинетической энергии. Было также установлено, что при каждом контактном взаимодействии плиты с неровностями на плоскости разлома фиксировалось ее замедление или приостановка на фоне возрастания сдвигового сопротивления, необходимого для преодоления возросшего фрикционного трения. При достижении предела сдвигового сопротивления происходил срыв плиты с препятствия

и проявлялось резкое ускорение скольжения, сопровождаемое всплеском генерации пакетов сейсмических импульсов с аномально высокими значениями амплитуд сейсмического ускорения. В ходе скольжения плиты по неровностям наиболее мощное излучение сейсмических импульсов с частотами порядка 4–15 Гц регистрировалось сейсмодатчиком, установленным на движущейся вибрирующей плите. Более чем на порядок уменьшались амплитуды ускорений сейсмических импульсов, фиксируемых датчиками, равноудаленными от плиты на несколько метров и расположенными непосредственно на скальном основании плоскости разлома. Ими фиксировались частоты сейсмических колебаний чаще всего в диапазоне 75–180 Гц.



Рис. 1. Расположение плиты на плоскости Ангарского разлома. Видно сейсмостанции, домкрат, датчики линейного смещения и силы.

Изучались сложная морфология зеркал скольжения, возникающих на плоскости Ангарского разлома при скольжении плиты по неровностям, и генерации сейсмических импульсов в ходе контактного взаимодействия плиты (рис. 2). Измерения показали, что суммарная площадь контактов составляла порядка 1–2 % от всей площади плиты. Важно отметить, что именно в местах возникновения зеркал скольжения происходило возникновение источников излучения сейсмических импульсов.

Подобные зеркала имеют значительное сходство с зеркалами скольжения, наблюдаемыми на плоскостях породных массивов в зонах сейсмоактивных разломов. Проводимое в настоящее время углубленное изучение нанокристаллов в горных породах на поверхностях зеркал скольжения тектонического происхождения с применением различных физических методов спектроскопии позволяет на количественном уровне оценивать физико-механические явления, возникающие в процессе тончайшего истирания минералов и возникновения новых минеральных фаз вследствие стресс-метаморфических реакций. В частности установлено, что на поверхности тектонических зеркал скольжения при возникающих сдвиговых напряжениях в несколько килобар образуются тончайшие слои из смеси нанокристаллов породообразующих минералов, окруженных водой. Предполагается, что это приводит к многократному уменьшению сил сдвигового сопротивления и способствует запуску сейсмогенных подвижек [6, 7].



Рис. 2. Одно из крупных зеркал скольжения, возникшее на плоскости разлома во время прерывистого перемещения плиты. При формировании зеркала сейсмодатчики регистрировали пакеты сейсмических импульсов с высокими значениями амплитуд сейсмических ускорений.

Рассмотрим следующий пример, который позволяет представить механизм проявления 4-х стадий разрушения неровностей: форшоковую, стадию затишья из-за замедления скорости скольжения и последующую шоковую стадию в ходе резкого срыва плиты (рис. 3). Наиболее интересующая нас шоковая стадия возникает при мгновенном высвобождении некоторой доли накопленной энергии движущейся плиты и ее переходе в энергию сейсмическую, характеризующуюся скачком амплитуд сейсмических ускорений возникающих мощных импульсов. После нее отмечается афтершоковая стадия в виде последовательности эпизодов со спадом сейсмической активности до уровня средних фоновых значений. Форшоковая стадия возникает с начала взаимодействия плиты с неровностью, а стадия затишья связана с периодом замедления движения плиты или ее приостановкой перед срывом, когда затихает генерация импульсов. Примечательно, что условный «гипоцентр» шокового события, как правило, приурочен к краевой части пятна скольжения, то есть к месту старта подвижки при срыве плиты. Таким образом, экспериментально объясняется причина того, почему подобное расположение гипоцентров землетрясений наблюдается и в природных условиях, где местоположение эпицентра главного толчка приурочено именно к краевой части сейсмической брешы.

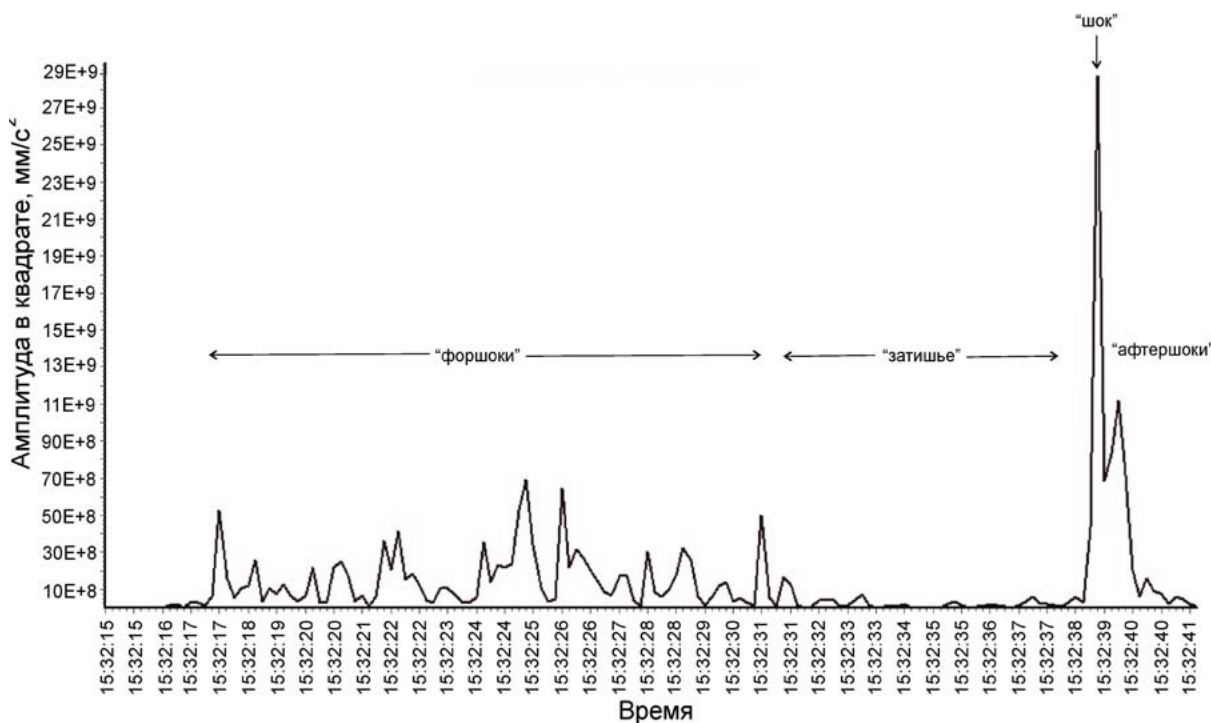


Рис. 3. Один из эпизодов генерации сейсмических импульсов, когда проявляются четыре стадии микроземлетрясения в процессе взаимодействия плиты с крупной неровностью на плоскости разлома.

Возможности испытательной установки «Трибо» позволяют также изучать влияние внешних динамических воздействий на режимы генерации волновых колебаний посредством взрывов, ударов копра с различным весом. Целью такого подхода является разработка основ технологии по управлению деформациями в опасных разломах - например, в глубоких карьерах и подземных горных выработках - для предотвращения неожиданного и опасного акта динамического разрушения высоконапряженных породных массивов. Для этого важно выяснить с помощью сейсμοдеформационного мониторинга степень подготовки потенциально опасного объекта к динамическому акту, а также выбрать оптимальный режим воздействия на него, чтобы при разгрузке избыточных напряжений исключить инициацию спонтанного разрушения. В качестве очередного примера представлены результаты одного из экспериментов с ударными воздействиями на плиту в момент ее приостановки при взаимодействии с крупной неровностью. Показано, что посредством трех эпизодов воздействия копра по плите удалось последним, 9-м по счету легким ударом инициировать высокоскоростной срыв плиты с возникновением пакета сильных сейсмических импульсов (рис. 4). Причиной такого отклика на воздействие послужило исходное субкритическое напряженное состояние пород в области контактного взаимодействия плиты с неровностью под воздействием слабых ударов. Подобного рода случаи триггирования актов динамического разрушения нередко происходят в практике горнопроходческих работ, в частности, при серийных промышленных взрывах в глубоких карьерах или подземных выработках. В других экспериментах был установлен обратный релаксационный эффект более безопасной разгрузки путем применения серии слабых воздействий на геомеханический объект.

Результаты проведения подобных натурных испытаний на разломах показали, в частности, что умеренными по мощности и частоте воздействиями на опасный сегмент разлома можно добиваться плавной релаксационной разгрузки породного массива, исключив опасное динамическое разрушение посредством перевода большей части накопленной упругой энергии в термомеханические процессы при фрикционном трении берегов разрывов в моменты инициированных многочисленных мелких подвижек [2, 4, 5].

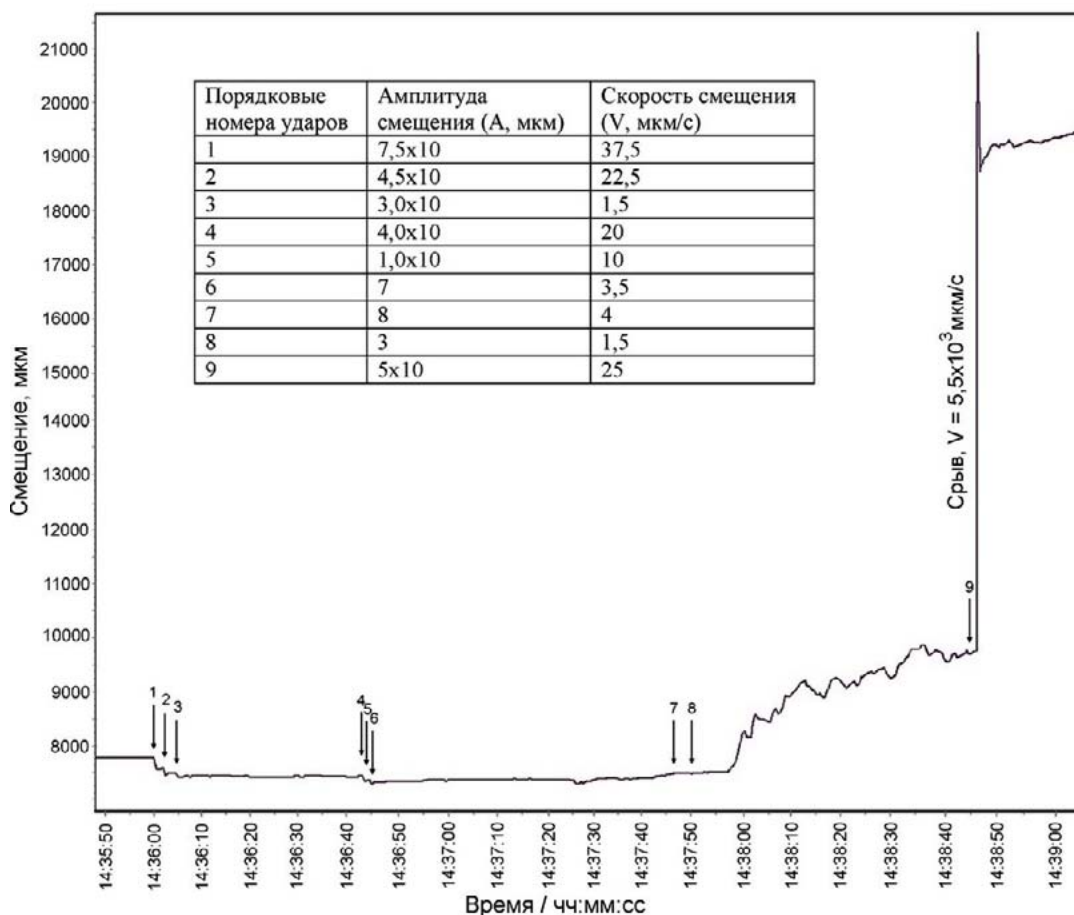


Рис. 4. Эффект из 9 ударных воздействий копром на сползающую под действием гравитации плиту. Последний удар был триггером, вызвавшим срыв плиты с неровности и всплеск сейсмической активности.

ЭКСПЕРИМЕНТЫ СО СМАЗКОЙ ПОВЕРХНОСТЕЙ КОНТАКТНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ

Цель экспериментов со смазкой контактирующих поверхностей скольжения между неровностями обусловлена необходимостью изучать влияние различных видов флюидов и минеральных новообразований на режимы трения и генерации сейсмической энергии в виде пакетов сейсмических импульсов. В эксперименте эффекты применения разной смазки как бы моделируют влияние флюидов и новообразованных малопрочных минералов, возникающих на зеркалах скольжения в разломах, на режим фрикционного трения и генерации сейсмических колебаний. По условиям описываемой серии испытаний на места контактного взаимодействия неровностей плиты с естественной шероховатостью разлома наносилась смазка в виде глицерина, а также смеси глицерина и порошка графита. На рис. 5 приведена запись характерных параметров сейсмических импульсов, возникающих в зоне контактного взаимодействия неровностей в сухом состоянии, а также с твердым и полутвердым видами смазки контактирующих неровностей при перемещениях плиты по плоскости разлома под действием гравитации.

В результате испытаний было установлено следующее. При сухом скольжении фиксируются наибольшие амплитуды ускорений сейсмических колебаний, и их частота $A = 30-85$ см/с², $f = 180-200$ Гц. Комбинированная полутвердая смазка приводит к промежуточным значениям амплитудно-частотного состава сейсмических колебаний $A = 5-14$ см/с², $f = 180-200$ Гц, излучаемых при скольжении по неровностям подложки. В результате нанесения только глицериновой смазки еще значительно снизились амплитудно-частотные параметры сейсмических колебаний: амплитуда $A = 1-6$ см/с², $f = 130-160$ Гц.

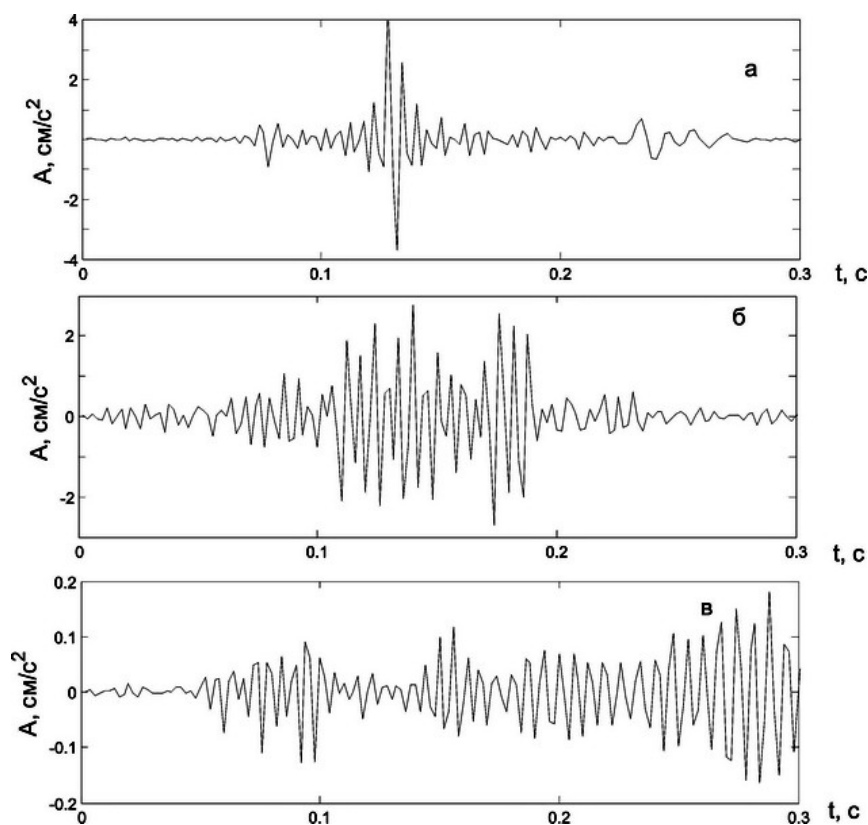


Рис. 5. Записи сейсмических импульсов в экспериментах по моделированию влияния флюидов на поверхностях контактного скольжения: а - при сухом трении; б - при комбинированной смазке в виде смеси глицерина с графитом; в - с глицерином.

На основе этих экспериментов были сделаны следующие выводы: режим наиболее выраженного прерывистого скольжения возникает при сухом трении. Наименьшее по мощности сейсмическое излучение происходит при нанесении глицериновой смазки. Добавление в глицерин графитового порошка в качестве твердой минеральной добавки природного происхождения способствует переходу к промежуточному трибологическому режиму скольжения с возрастанием прерывистости скольжения, росту сдвигового сопротивления и повышению суммарной энергии в режиме генерации сейсмических импульсов. Таким образом, данные эксперименты дополнительно подтверждают ранее сделанный вывод о том, что введение флюидов в зону разлома в комбинации с внешними динамическими воздействиями может способствовать увеличению эффективности управления деформациями в высоконапряженных сегментах разломов, направленного на снижение вероятности генерации редких одиночных, но мощных сейсмических импульсов [2, 5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные примеры позволяют отметить следующее. Натурные физические эксперименты, проводимые с использованием современного технического оснащения, позволяют моделировать процессы подготовки очагов землетрясений с большей степенью подобия натурным условиям в сравнении с лабораторными экспериментами на небольших образцах или эквивалентных материалах. Полученные при таком подходе результаты позволяют объективнее расшифровывать сейсмологические наблюдения и способствовать созданию новых, более совершенных моделей очагов землетрясений. В конечном счете, это позволяет создавать благоприятные условия для улучшения методов прогноза землетрясений и снижения сейсмического риска, поскольку недостатки существующих методов прогнозирования землетрясений обусловлены весьма ограниченным объемом и качеством знаний о деталях условий формирования очагов землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Основы трибологии / под ред. А.В. Чичинадзе. М.: Наука и техника, 1995. 778 с.
2. Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Ружич В.В., Смекалин О.П., Борняков С.А. Способ управления режимом смещений во фрагментах сейсмоактивных тектонических разломов. Патент 2273035 РФ. Бюлл. № 9 от 27.03. 2006.
3. Попов В.Л. Механика контактного взаимодействия и физика трения. М.: Физматлит, 2013. 350 с.
4. Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Шилько Е.В., Левина Е.А., Пономарева Е.И. Физическое моделирование условий возникновения источников сейсмических колебаний при разрушении неровностей в зонах разломов // Физическая мезомеханика. 2014. Т. 17, № 3. С. 43-52.
5. Ружич В.В., Черных Е.Н., Левина Е.А., Пономарева Е.И. Натурные эксперименты по разработке подходов к управлению сейсмогенными деформациями в разрывных нарушениях породных массивов и ледовых полей озера Байкал // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли: XX Всероссийская конференция с участием иностранных ученых. Новосибирск: Институт горного дела им. Н.А.Чиканала СО РАН, 2013. С. 325-330.
6. Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Ружич В.В., Иванова Л.А., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Исследование нанокристаллов в зеркале скольжения // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: мат-лы Пятнадцатой Международной конференции, Москва, 29 сентября -1 октября 2014 г. М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 211-213.
7. Соболев Г.А., Кирееенкова СМ., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Веттегрень В.И., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И. Исследование нанокристаллов в зоне динамической подвижки // Физика Земли. 2012. № 9-10. С. 17-25.

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА СЛАБЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ ВБЛИЗИ ОЗ. УДЫЛЬ. РЕЗУЛЬТАТЫ И МОДЕЛИ

К.С. Рябинкин^{1,2}, В.В. Пупатенко¹, А.С. Тютюник¹

¹ Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;

² Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск, Россия
kostya-rowan@mail.ru

Состояние геологической среды с точки зрения механической устойчивости связано с ее сложным структурно-тектоническим строением [1]. Верхняя часть земной коры характеризуется развитой системой структурных нарушений, которые ограничивают блоки разных уровней. Естественная блочно-иерархическая структура является основным фундаментальным свойством реальных массивов горных пород [8]. Именно это свойство определяет наличие зон пониженной прочности среды (разломов) и сложный характер деформационных процессов, происходящих в блочной среде в результате естественных геофизических процессов [1, 4, 6, 7].

Широко используемые в настоящее время методы изучения приповерхностных природных структур, основанные на дискретных измерениях механических параметров в отдельных пунктах, не позволяют получать целостную картину поведения сложно структурированной геологической среды. Блочная структура и наличие выраженных разно ориентированных движений индивидуальных и консолидированных блоков приводит к мозаичному, пространственно неоднородному распределению основных механических характеристик среды [6].

На основе детального анализа методом цифровой обработки сигналов [2, 3, 5], амплитудных характеристик микроземлетрясений определяется блочное строение среды и анизотропия среды в предположении, что на близких расстояниях производится регистрация прямых волн. Данные результаты позволяют проводить сравнительную характеристику исследуемых локальных участков земной коры на основе законов геометрической оптики.

Предлагаемый в настоящей работе подход к описанию различных режимов затухания сейсмических волн основан на регистрации слабых землетрясений, геодинамические режимы затухания которых отличаются в геологических средах с выраженной пространственной неоднородностью [7].

Для анализа применяется метод относительных амплитуд сигналов Р и S волн. S-волны обладают свойством распространяться на большие расстояния вдоль геологических структур. Распространение волны в поперечном направлении происходит со значительным затуханием. Надо иметь в виду, что в данном случае мы рассматриваем только близкие, коровые землетрясения.

Для оценки анизотропии были привлечены материалы полевых наблюдений вблизи оз. Удиль. В течение 15 дней в радиусе 200 км было зарегистрировано 22 сейсмических события в различных азимутах. Три события были идентифицированы сейсмическими станциями ГС РАН. Это позволило провести калибровку азимутов всех зарегистрированных землетрясений. На рис. 1 показаны расположение станции, эпицентров зарегистрированных землетрясений и основные тектонические нарушения.

На рис. 2 приведена сейсмограмма записи землетрясения с магнитудой $M = 3.8$. Землетрясения данной магнитуды являются достаточно сильными, чтобы быть зарегистрированными другими региональными сейсмостанциями, это позволило провести локацию по двум или более станциям. Всего в диапазоне магнитуд от $M = 3$ до $M = 4$ было зарегистрировано 3 события.

На рисунке 4 представлена сейсмограмма землетрясения $M = 0.7$. Землетрясения с магнитудой $M < 1$ уверенно фиксируются только на малых расстояниях, менее 100 км, и проводить анализ по ним крайне затруднительно. Тем не менее, для расчета анизотропии были приняты и землетрясения данных магнитуд.

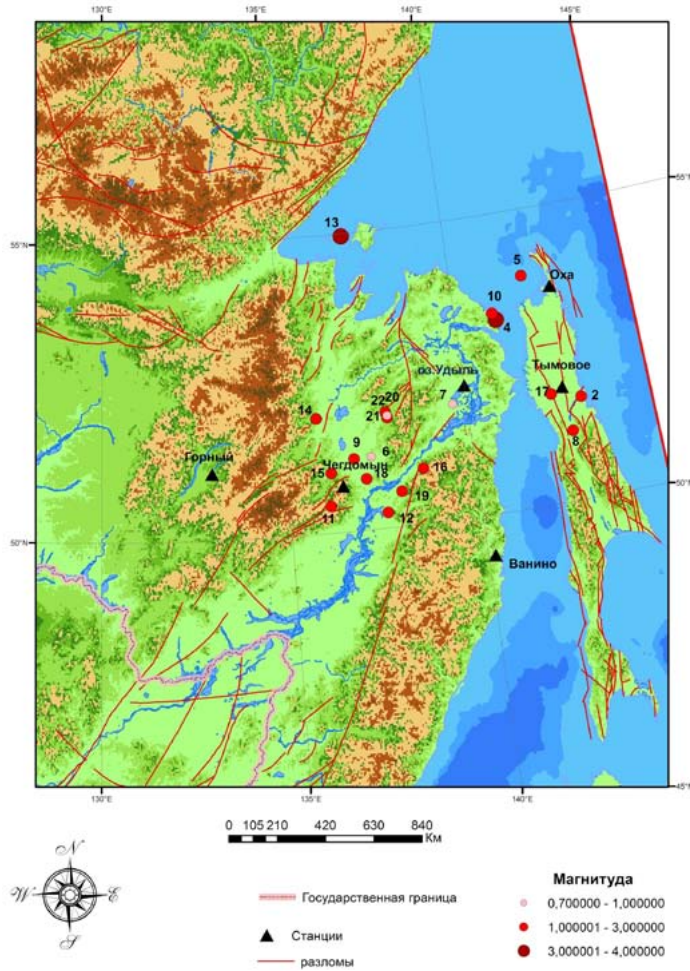


Рис. 1. Положение эпицентров зарегистрированных землетрясений и основные тектонические нарушения района работ.

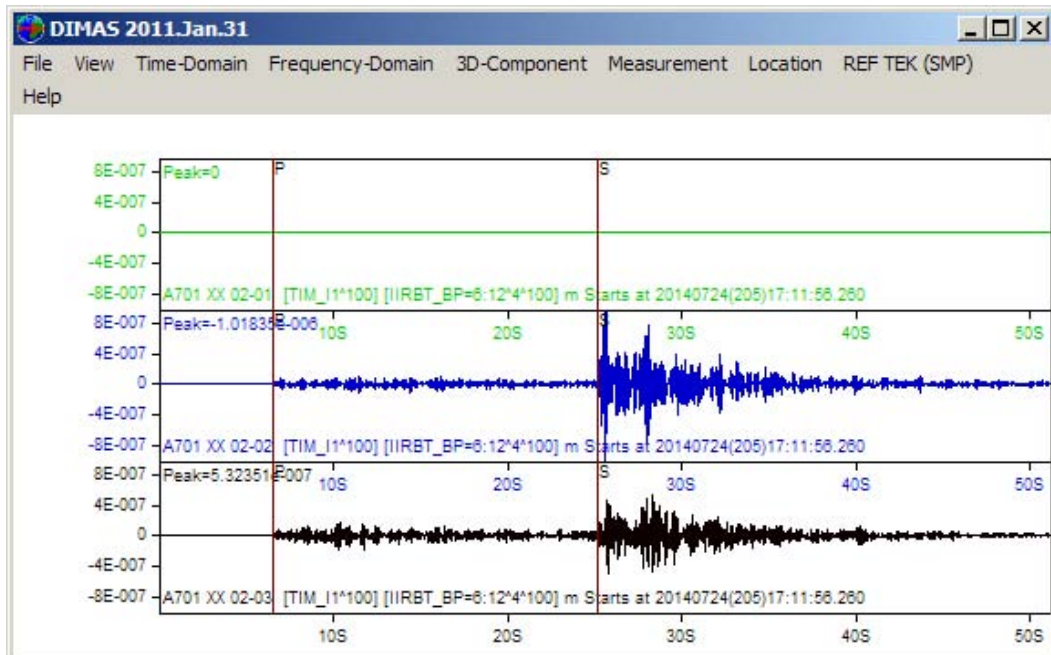


Рис. 2. Сейсмограмма записи землетрясения с магнитудой $M = 3.8$.

На рисунке 3 приведена сейсмограмма записи землетрясения с магнитудой $M = 2.1$.

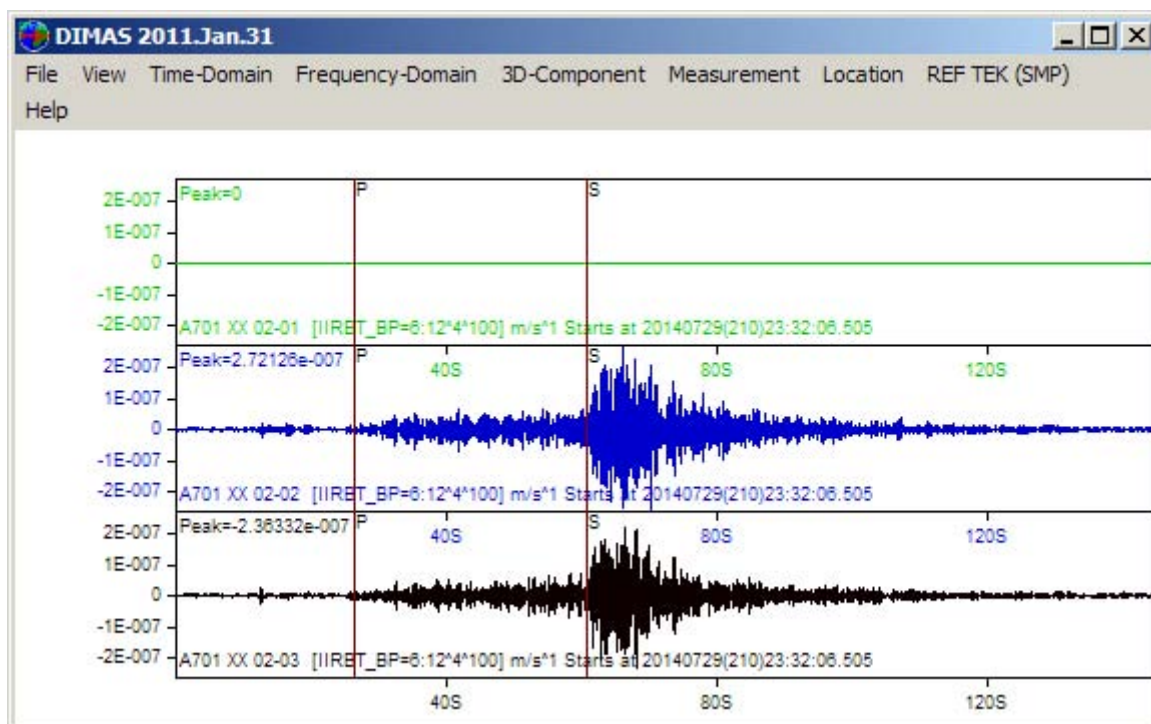


Рис. 3. Сейсмограмма записи землетрясения с магнитудой $M = 2.1$.

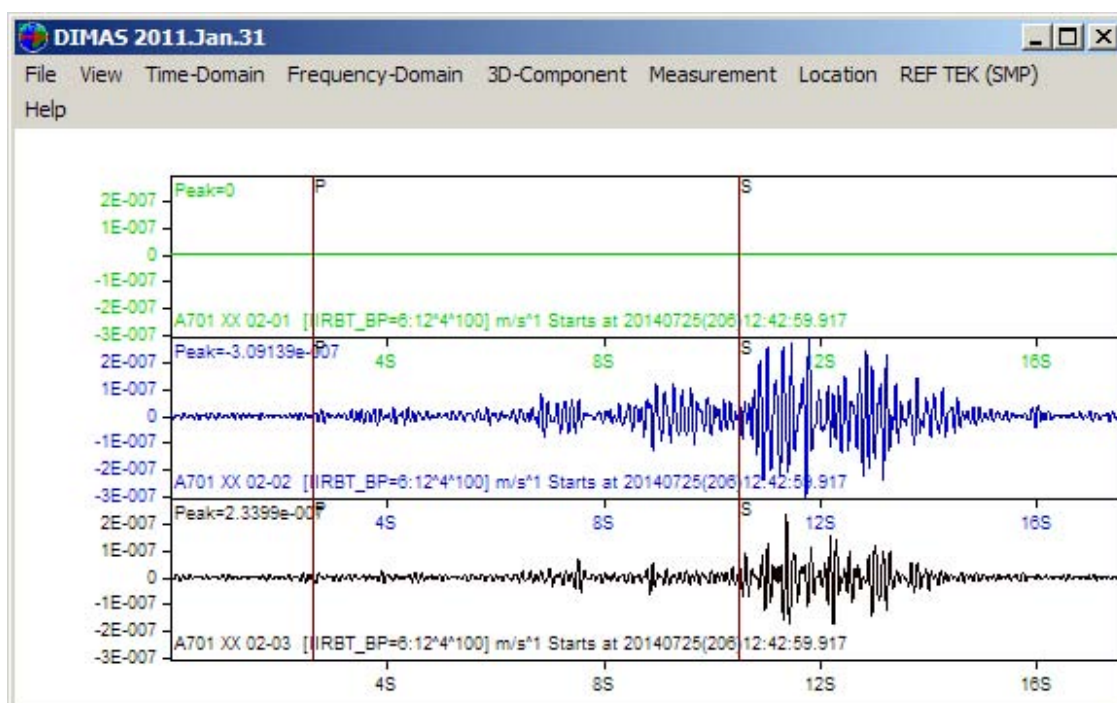


Рис. 4. Сейсмограмма записи землетрясения с магнитудой $M = 0.7$.

В данной работе рассматриваются простейшие математические модели распространения сейсмических волн с целью изучения азимутальной сейсмической анизотропии среды, обусловленной системой вертикальных или почти вертикальных и параллельных между собой пластов. Геологическим аналогом рассматриваемой модели могут служить системы субвертикальных разломов или зон субвертикальной трещиноватости горных пород.

В процессе анализа было установлено, что отношение амплитуд Р и S волн вдоль и вкрест структур отличается в два раза. Этот результат не может быть случайным, а отражает общие свойства неоднородностей земной коры. Для первого квадранта в азимутах от 0° до 90° отношение амплитуд Р и S волн (в смещениях) составляет порядка 500. Для второго квадранта это отношение равно в среднем 1500. Для третьего это отношение равно в среднем 2000. Для четвертого – от 2000 до 4000.

Это соответствует строению земной коры вблизи пункта наблюдений (рис. 1), тектонические нарушения которой представлены меридиональными (Лимурчанскими) разломами, а также разломами северо-восточного простирания (Удыльский разлом).

В соответствии с моделью уменьшение амплитуд сейсмических волн практически на одинаковом расстоянии эпицентров может быть связано только с пространственной неоднородностью земной коры. Поперечная волна S является волной сдвига, и она распространяется вдоль разломов как в волноводе. Этим объясняется увеличение отношения амплитуд Р и S волн вдоль основных тектонических структур в районе озера Удиль.

Основным научным результатом данного исследования является факт установления характеристик местных микроземлетрясений, которые содержат информацию об азимутальной неоднородности геологической среды.

Авторы выражают глубокую благодарность директору ИТиГ ДВО РАН А.Н. Диденко, организовавшему полевые сейсмические наблюдения и оказавшему неоценимую помощь в непосредственном проведении полевых работ, научному руководителю С.В. Трофименко за постоянное внимание и неоценимую помощь при выполнении работы, а также В.Г. Быкову за помощь, ценные замечания и рекомендации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзон И.С., Епинашева А.М., Парийская Г.Н. и др. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 511 с.
2. Вайнштейн Л.А., Зубанов В.Д. Выделение сигналов на фоне случайных помех. М.: Советское радио, 1960 г. 148 с.
3. Дубиня В.А., Дубиня М.Г. Обработка данных инструментальных наблюдений при проведении микросейсмического контроля // Контроль состояния скального массива при долговременной эксплуатации крупногабаритных подземных сооружений. Апатиты, 1993. С. 98-112.
4. Ландер А.В., Левшин А.Л., Писаренко В.Ф. и др. О спектрально-временном анализе колебаний // Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973. Вып.6: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. С. 28-52.
5. Рабинер Л., Гоулд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. М.: Мир, 1978. 848 с.
6. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
7. Рыкунов Л.Н., Смирнов В.Б. Сейсмология микромасштаба // Вулканология и сейсмология. 1992. №3. С. 3-15.
8. Садовский М.А., Николаев А.В. Новые методы сейсмической разведки. Перспективы развития. // Вестник АН СССР. 1982. № 1. С. 57-64.

УДК 550.34

**ИЛЬПЫРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 13.03.2013 Г. $M_L=6.2$, $M_W=5.8$
НА ПРЕДПОЛАГАЕМОЙ ГРАНИЦЕ ОХОТСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**


В.А. Салтыков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
salt@emsd.ru

13 марта 2013 г. в 03 час 12 мин UT в Карагинском районе Камчатского края произошло ощутимое землетрясение с $M_L = 6.2$, $M_W = 5.8$. По данным Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) очаг землетрясения находился на глубине 24 км под Камчатским перешейком (рис. 1, 2). Землетрясение ощущалось на территории Карагинского, Олюторского, Пенжинского и Тигильского районов Камчатского края с интенсивностью до 6–7 баллов по шкале MSK-64. Это событие по макросейсмическим проявлениям стало наиболее интенсивным на территории Камчатского края в 2013 г. [9]. Ближайшим к очагу оказался пос. Ильпырское, расположенный в 40 км к западу, и землетрясению 13 марта 2013 г. было дано название «Ильпырское землетрясение» в соответствии с названием этого населенного пункта.

Для прилегающей к эпицентру Ильпырского землетрясения зоны с линейными размерами 200×200 км² это сейсмическое событие является сильнейшим за время детальных сейсмологических наблюдений с 1962 г. [1, 4, 5]. И для существенно большего района, захватывающего все Корякское нагорье, такие землетрясения – редкость. Таким образом, для Северной Камчатки примечателен сам факт возникновения землетрясения с магнитудой около 6.

Таблица 1. Параметры механизма очага Ильпырского землетрясения 13.03.2013 г. $M_L = 6.2$, $M_W = 5.8$ по данным каталога Global CMT (<http://www.globalcmt.org>)

Дата д. м. г.	Время ч : м : с	h, км	Оси главных напряжений						Нодальные плоскости						
			T		N		P		NP1			NP2			
			pl	azm	pl	azm	pl	azm	stk	dip	slip	stk	dip	slip	
13.03.2013	3:12:52	12	58	135	30	339	11	243	176	62	124	301	43	44	

По результатам оперативной обработки облако афтершоков Ильпырского землетрясения очертило протяженную, врезающуюся в акваторию Карагинского залива линейную структуру длиной ~ 150 км (рис. 2), что не соответствует существующим представлениям о размерах очаговых зон для землетрясений сопоставимой магнитуды.

Указанные особенности облака афтершоков интересны в аспекте региональной тектоники и геодинамики. Следует отметить:

1) расположение Ильпырского землетрясения и его афтершоков на предполагаемой границе Охотской и Северо-Американской литосферных плит (рис. 2), которую проводят вкрест Камчатского перешейка [3, 11, 12 и др.];

2) соответствие облака афтершоков тектоническим структурам северо-западного простирания, выделенным в работе [2] (рис. 3). Таким образом, Ильпырское землетрясение и гигантская область его афтершоков могли бы интерпретироваться как активизация крупной разломной структуры, что, в свою очередь, должно было повысить сейсмическую и цунами опасность для населенных пунктов на севере Камчатского края [1, 6].

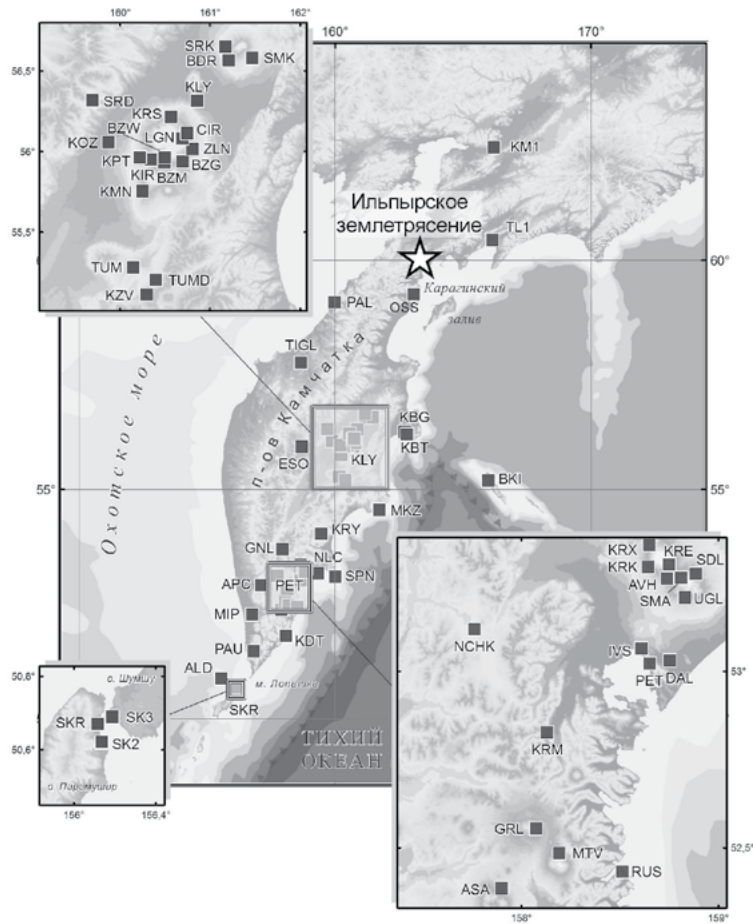


Рис. 1. Эпицентр Ильи́йского землетрясения на схеме Камчатской региональной сети сейсмических станций.



Рис. 2. Афтершоки Ильи́йского землетрясения энергетического класса $K_s \geq 8.7$ по результатам оперативной обработки (слева) и после переопределения эпицентра (справа). Звездой отмечен инструментальный эпицентр Ильи́йского землетрясения. Облака афтершоков оконтурены эллипсами. Треугольники – ближайшие сейсмические станции. На врезке пунктиром нанесены современные границы литосферных плит в районе Камчатки по [3]: CA – Северо-Американская, O – Охотская, Б – Берингия, ТО – Тихоокеанская плита.

Механизм очага Ильпырского землетрясения (табл. 1) определен как взбросо-сдвиг с преобладанием взбросовой компоненты и субгоризонтальной осью сжатия в направлении СВ-ЮЗ [9]. Ориентация нодальной плоскости NP2 близка к направлению простираения облака афтершоков и хорошо увязывается с представлениями о региональных структурах, имеющих северо-западное (алеутское) простираение по [10] (рис. 3). Кроме того, имеет место соответствие механизма Ильпырского землетрясения по нодальной плоскости NP2 знакам вертикальных движений блоков коры в рассматриваемом районе по [10].

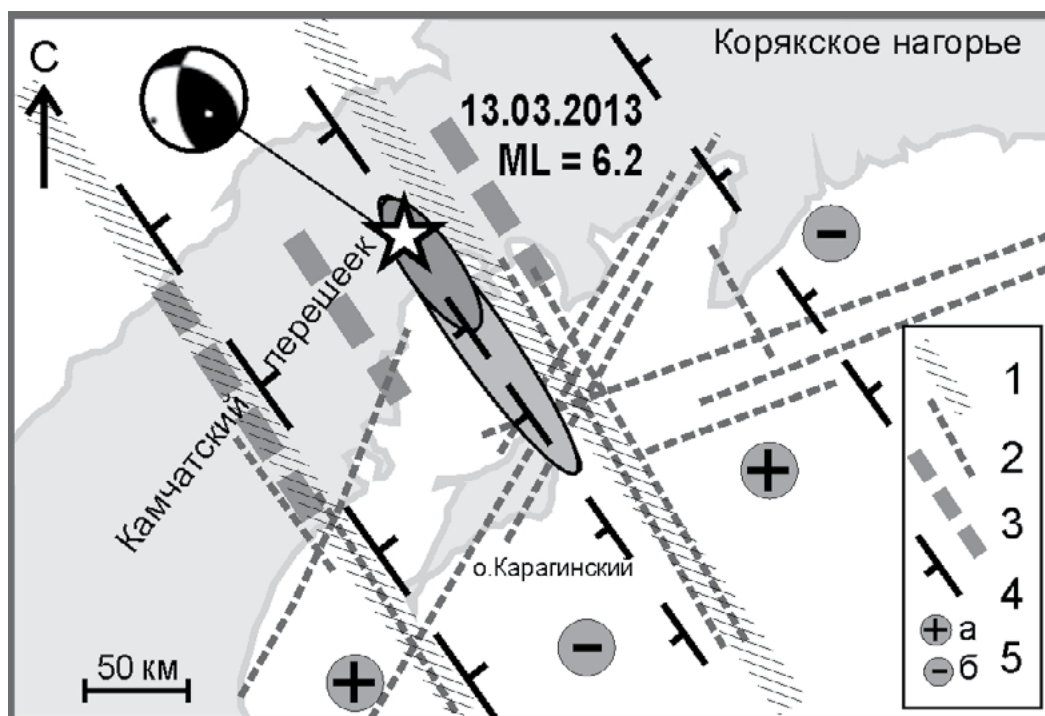


Рис. 3. Очаговая зона Ильпырского землетрясения на схеме тектонических структур северо-западного простираения по [2, 10]:

- 1 – региональные зоны тектонических нарушений по геофизическим данным; 2 – тектонические нарушения; 3 – глубинные разломы северо-западного (алеутского) направления трансформного типа; 4 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые) разломы северо-западного (алеутского) направления; 5 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании). Эллипсы соответствуют облакам афтершоков по оперативному каталогу и данным переопределения (длинный и короткий эллипс соответственно).

Таблица 2. Результаты поляризационного анализа. Направление на эпицентр землетрясения и поляризация первого вступления на двух региональных сейсмических станциях OSS (Оссора) и ТП1 (Тилички)

Землетрясение: время в очаге, локальная магнитуда M_L	Координаты по результатам оперативной обработки		Азимут на эпицентр / Азимут поляризации Р-волны°	
	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Ст. OSS (Оссора)	Ст. ТП1 (Тилички)
Ильпырское землетрясение				
2013-03-13 03:12:52 M_L 6.2	60.08	163.47	14 / 17	255 / 282
Афтершоки Ильпырского землетрясения				
2013-03-13 04:31:34 M_L 4.0	59.22	164.59	93 / 9	213 / 268
2013-03-13 04:52:08 M_L 4.2	59.10	164.68	101 / 18	209 / 285
2013-03-13 11:35:43 M_L 4.0	59.25	164.69	91 / 8	211 / 280
2013-03-15 07:53:58 M_L 4.0	59.43	164.27	75 / 26	223 / 259

Детальный анализ сейсмических данных позволил усомниться в корректности решений, полученных при первичной обработке облака афтершоков. Наиболее убедительно подтвердить, что мы имеем дело с артефактом, удалось с помощью поляризационного анализа [7]. Исходя из того, что азимут поляризации Р-волн должен быть близок к направлению от станции на эпицентр землетрясения, была проведена проверка этого соответствия для Ильпырского землетрясения и нескольких наиболее сильных землетрясений, эпицентры которых попали на юго-восточный край зоны вероятной активизации. Рассматривались волновые формы, полученные на станциях OSS (Оссора) и Т11 (Тиличики). Результаты расчета азимутов приведены в таблице 2.

В итоге была проведена повторная обработка записей ~ 60% афтершоков Ильпырского землетрясения (~ 100 событий), а также переопределение их гипоцентров [8]. Результаты проиллюстрированы на рисунке 2. Облако эпицентров афтершоков околонуено эллипсом рассеяния, содержащим 90% афтершоков, что позволяет формально оценить размер очага Ильпырского землетрясения: длина ~ 60 км, ширина ~ 15 км. Это гораздо меньше, чем при оперативной обработке, но, тем не менее, параметры очаговой области остаются явно завышенными для землетрясения с $M_w = 5.8$. Тем не менее, в результате перерасчета размеры афтершоковой области значительно сократились, и гипотеза об активизации протяженного разлома была отвергнута.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ильпырское землетрясение 13 марта 2013 г. с магнитудой $M_L = 6.2$, $M_w = 5.8$ является редким для севера Камчатки сейсмическим событием. Это первое инструментально зарегистрированное столь представительное землетрясение с механизмом, соответствующим северо-восточному сжатию, на предполагаемой границе Охотской и Северо-Американской литосферных плит, пересекающей Камчатский перешеек.

Согласно оперативному каталогу Ильпырское землетрясение вызвало активизацию линейной пространственной области, существенно превышающей по своим размерам типичную афтершоковую зону для землетрясений с магнитудой $M \sim 6$.

Анализ сейсмологического материала показал, что выявленная в 2013 г. при оперативной обработке линейная структура эпицентров в Карагинском заливе является артефактом. Основной причиной этого стало неудачное линейное расположение ближайших сейсмостанций, что обусловило неоднозначность определения координат землетрясений и их значительный пространственный разброс.

В результате проведения повторной обработки и переопределения гипоцентров размеры афтершоковой области Ильпырского землетрясения существенно уменьшились и стали сопоставимы с размерами очага такой магнитуды. При этом ориентация облака афтершоков осталась прежней.

Ильпырское землетрясение произошло вблизи границы Охотской и Северо-Американской литосферных плит, которую проводят вкост Камчатского перешейка, и, учитывая механизм очага и ориентацию облака афтершоков, это землетрясение является новым дополнительным доводом в пользу действительного прохождения здесь указанной границы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Викулин А.В. Природный риск Северной Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 85-92.
2. Ежов Б.В. Геоморфоструктурное развитие Курило-Камчатской секции Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1983. 144 с.
3. Ландер А.В., Бучкин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103-122.
4. Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И. Сейсмическая история Корякского нагорья и афтершоковый процесс Олюторского землетрясения 20(21) апреля 2006 г. $M_w = 7.6$ // Вулканология и сейсмология. 2010. № 2. С. 16-30.

5. Левина В.И., Ландер А.В., Митюшкина С.В., Чеброва А.Ю. Сейсмичность Камчатского региона 1962–2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 41-64.
6. Мелекесцев И.В., Курбатов А.В. Частота крупнейших палеосейсмических событий на северо-западном побережье и в Командорской котловине Берингова моря в позднем плейстоцене-голоцене // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 3-11.
7. Салтыков В.А. Необычная сейсмическая активизация в Карагинском заливе (март – сентябрь 2013 г.) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 195-199.
8. Салтыков В.А., Дрознина С.Я. Ильпирское землетрясение 13 марта 2013 г. $M_w = 5.8$ (Северная Камчатка): аномальная протяженность очаговой зоны как артефакт // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2, вып. 24. С. 130-136.
9. Сильные камчатские землетрясения 2013 г. Петропавловск-Камчатский: Новая книга, 2014. 252 с.
10. Яроцкий Г.П. Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2008. 307 с.
11. Mackey K., Fujita K., Gunbina L. et al. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. Vol. 25, No 11. P. 979-982.
12. Timofeev V., Ardyukov D., Solov'ev V., Shibaev S., Petrov A., Gornov P., Shestakov N., Boiko E., and Timofeev A. Plate boundaries in the Far East region of Russia (from GPS measurement, seismic-prospecting, and seismological data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. Vol. 53, No 4. P. 376-391.

УДК 550.34

МЕТОДИКА ВЕРОЯТНОСТНОГО ПРОГНОЗА НА ОСНОВЕ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ УРОВНЯ СЕЙСМИЧНОСТИ СОУС'09: ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ

В.А. Салтыков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
salt@emsd.ru

Для создания научно-методической основы технологий прогноза опасных геодинамических явлений (землетрясений, извержений вулканов и пр.) необходимы методические разработки по формализации предвестников, оценке их прогностической эффективности и созданию алгоритмов вероятностной оценки возникновения ожидаемого события. В данной работе предложен формализованный подход вероятностного прогноза на основе применения статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09 [2] и ряда вспомогательных функций, характеризующих предвестниковую ситуацию. Возможности этой методики проиллюстрированы на примере сейсмических активизаций перед извержениями вулкана Безымянный (Ключевская группа вулканов, Камчатка).

В последние десятилетия на вулкане Безымянный происходит в среднем 1–2 кратковременных, но сильных эксплозивно-эффузивных извержения в год. Так, с 1977 г. по настоящее время (конец 2014 г.) зафиксировано 42 таких извержения. Для вулкана Безымянный характерна слабая мелкофокусная сейсмичность, которая связана непосредственно с извержениями или предшествует им. Наиболее надежный каталог землетрясений для этого вулкана имеется с 1999 г.

Для описания сейсмичности различных пространственно-временных областей в Геофизической службе РАН рекомендовано применять шкалу уровня сейсмичности СОУС'09 [2], которая в качестве базового параметра использует статистическую функцию распределения F выделившейся сейсмической энергии E в заданном пространственно-временном интервале. Шкала включает основные уровни для качественного описания состояния сейсмичности: экстремально высокий, высокий, фоновый, низкий и экстремально низкий. Исходя из такого разбиения, 95% времени сейсмичность пребывает на фоновом уровне (диапазон значений функции распределения $F = 0.025 - 0.975$), по 2% времени приходится на высокий и низкий уровни ($F = 0.975 - 0.995$ и $F = 0.005 - 0.025$, соответственно) и по 0.5% – на экстремально высокий и низкий уровни ($F = 0.995 - 1.0$ и $F = 0.0 - 0.005$ соответственно). Для повышения детальности фоновый уровень разделяется на три подуровня: фоновый повышенный ($F = 0.85 - 0.975$), фоновый средний ($F = 0.15 - 0.85$), фоновый пониженный ($F = 0.025 - 0.15$).

Для исследования сейсмических активизаций перед извержениями вулкана Безымянный использован каталог Ключевской группы вулканов с 1999 по 2014 гг., полученный Камчатской региональной сетью сейсмических станций. Для построения оценок уровня сейсмичности из каталога были выбраны землетрясения, зафиксированные в радиусе 6 км от вершины вулкана Безымянный. Отметим, что ~98% сейсмических событий приходится на диапазон глубин до 5 км. Анализируемый массив данных имеет следующие характеристики: уровень надежной регистрации $K_s = 4.0$; максимальный класс землетрясений $K_s = 8.8$, число землетрясений представительной энергии – 1213.

Для оценки состояния сейсмичности исследуемого сейсмоактивного объема построены эмпирические функции распределения выделившейся сейсмической энергии в различных временных окнах и номограмма СОУС'09. Низкий, экстремально низкий и фоновый пониженный уровни сейсмичности для рассматриваемого массива данных статистически не определены.

Фоновый средний уровень имеет смысл рассматривать во временных окнах от 5 суток. Эти ограничения статистических оценок связаны с тем, что имеются продолжительные временные интервалы, в которых не были зарегистрированы землетрясения представительного класса.

Данный подход формализует понятие “сейсмический фон” для вулкана Безымянный: фоновый уровень сейсмичности находится для окна 5 суток в интервалах $\lg E$ (Дж) до 5.9; для окна 30 суток – до 7.0; фоновый средний уровень сейсмичности находится для окна 5 суток в интервалах $\lg E$ (Дж) до 4.5; для окна 30 суток – до 5.7. Следует отметить, что отсутствие землетрясений ($E = 0$ Дж) на уровне представительного класса также является фоновым уровнем сейсмичности вулкана Безымянный.

В 1999 – 2014 гг. произошло 21 извержение вулкана Безымянный. В двух случаях (11.05.2007 г. и 31.05.2010 г.) сейсмический мониторинг был затруднен из-за высокого уровня вулканического дрожания, связанного с активностью Ключевского вулкана, поэтому только перед 19 извержениями имеется каталог, пригодный для статистического анализа. Выявлены статистически значимые переходы сейсмичности с фонового среднего на фоновый повышенный, а затем на высокий (экстремально высокий) уровень перед большинством извержений вулкана Безымянного в 2000 – 2012 гг.: лишь перед 3 из 19 извержений (14.10.2007 г., 13.04.2011 г., 08.03.2012 г.) не наблюдалось уверенных вариаций уровня сейсмичности.

По данным об уровне сейсмичности при 19 извержениях 1999–2014 гг. был построен осредненный уровень сейсмичности в окрестности начала извержения (рис. 1):

$$SS(\Delta t) = \sum_{i=1}^n S(t_0^i + \Delta t) / n ,$$

где Dt – время относительно начала i -го извержения t_0^i . Используемая здесь функция $S(\dots)$ есть пересчитанная функция распределения F в линейный по отношению к шкале СОУС’09 масштаб:

- $F = 0.5$ $S = 0$
- $F = 0.85$ $S = 1$ – граница фонового среднего и фонового повышенного уровня,
- $F = 0.975$ $S = 2$ – граница фонового повышенного и высокого уровня,
- $F = 0.995$ $S = 3$ – граница высокого и экстремально высокого уровня,
- $F = 1$ $S = 4$.

В контексте решаемой задачи – прогноз извержений и определение предвестника, интерес для нас представляет участок функции S , ограниченный слева $Dt = -16$ сут. (время перехода с фонового среднего на фоновый повышенный уровень) и справа $Dt = -2$ сут. (очевидное требование $Dt = -1$ сут. усугубляется задержкой в 1 сут. в обработке текущих землетрясений и составлении оперативного каталога). Аппроксимацию участка функции S в диапазоне $Dt = -16$ – -2 сут. гиперболой S_{hyp} предлагается рассматривать как эталон поведения уровня сейсмичности перед извержением (рис. 2).

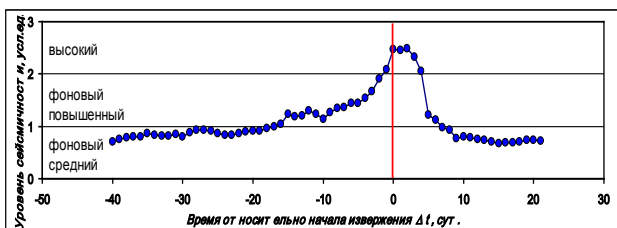


Рис. 1 Осредненное по 19 извержениям вулкана Безымянный 1999-2014 гг. поведение уровня сейсмичности по шкале СОУС’09 во временной окрестности извержения.

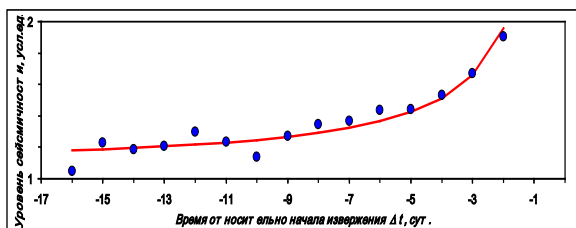


Рис. 2 Участок графика (рис. 3), принятый в качестве осредненного предвестника извержения вулкана Безымянный, аппроксимация гиперболой.

Для выявления временных участков подготовки извержения предлагается использовать следующую функцию-индикатор:

$$U(t) = \frac{1}{15} \sum_{k=-16}^{-2} S(t+k+2)SS(k) ,$$

которая представляет собой сглаживание уровня сейсмичности $S(t)$ в скользящем временном окне шириной 15 суток с использованием весовой функции $SS(Dt)$. Эта процедура похожа на расчет корреляции, но в отличие от нее не проводится предварительное центрирование рядов S и SS . Такое преобразование позволяет получить ряды индикатора U , характеризующие в определенном смысле сходство поведения уровня сейсмичности S и предполагаемого предвестника SS .

КРИТЕРИИ ПОДАЧИ ТРЕВОГИ

Предлагается использовать **пороговый критерий**: при превышении индикатором U порога u ситуация рассматривается как предвестниковая. Исходя из поведения индикатора U , ниже будет рассмотрен набор пороговых значений u_i от 1 до 2 с шагом 0.1. Первичная обработка включила определение временных интервалов в течение 1999–2014 гг., когда $U \geq u_i$. Именно эти временные интервалы образуют время тревоги. Возможны три варианта взаиморасположения извержения и тревожного интервала:

Если извержение попадает в интервал, когда $U \geq u_i$, то оно считается имеющим предвестник. Важным нюансом здесь является отмена тревоги произошедшим извержением, то есть временной интервал непосредственно после извержения не включается во время тревоги, даже если $U \geq u_i$.

Если перед извержением $U < u_i$, то такая ситуация квалифицируется как “пропуск цели”, то есть извержение не имеет идентифицированного по рассматриваемой методике предвестника и не может быть предсказано.

Тревожный интервал рассматривается как “ложная тревога”, если в его пределах не произошло извержение.

Таблица 1. Параметры прогностической методики

Порог u_i	Время тревоги T_{alarm} , сут.	Число успешных прогнозов N_+	Надежность предвестника R	Достоверность предвестника V	Эффективность	
					по Гусеву J_G	по Молчану J_M
1.0	1764	20	0.95	0.32	3	0.65
1.1	992	18	0.86	0.30	5	0.68
1.2	778	18	0.86	0.33	6	0.72
1.3	548	16	0.76	0.34	8	0.67
1.4	405	16	0.76	0.44	11	0.69
1.5	304	16	0.76	0.59	14	0.71
1.6	228	13	0.62	0.48	16	0.58
1.7	169	11	0.52	0.42	18	0.49
1.8	112	11	0.52	0.55	27	0.50
1.9	79	9	0.43	0.60	31	0.41
2.0	58	8	0.38	0.58	37	0.37

Примечание: суммарное время мониторинга – $T = 5\,755$ суток (1.01.1999 – 4.10.2014). Общее число извержений – $N = 21$. Время тревоги T_{alarm} рассчитывалось для каждой аномалии (превышение значением U порога u) как временной интервал между сигналом тревоги (начало аномалии) и моментом извержения (для реализовавшегося предвестника) или снятием тревоги (конец аномалии).

ОЦЕНКА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПРЕДВЕСТНИКА

Надежность предвестника R определяется как отношение числа извержений N_+ , для которых был выделен предвестник, к числу всех извержений N : $R = N_+/N$.

Меняя порог u , используемый при выявлении предвестника, и посчитав для него соответствующие N_+ (табл. 2), была получена зависимость надежности R от порога u . Согласно расчетам надежность предвестника существенно выше для низких пороговых значений u , чем для более высоких. Практически это означает, что перед большинством (95%) извержений наблюдается превышение рядом U порогового значения $u = 1.0$, но превышение больших порогов

становится все более редким с их увеличением, что с неизбежностью ведет к увеличению пропуска цели: например, только перед одним из трех извержений U достигает аномального значения 2.0.

Достоверность предвестника V определена как отношение числа предвестниковых аномалий $N(A_E)$ (то есть, в нашем случае, число превышений U порогового значения u , сопровождавшихся извержением) к общему числу выделенных аномалий $N(A)$: $V=N(A_E)/N(A)$. Согласно таблице 2 2/3 наиболее ярких (с превышением U порога $u = 2.0$) аномалий завершаются извержением и могут рассматриваться как реализовавшийся предвестник. При снижении порога достоверность уменьшается, и лишь каждая третья аномалия завершается извержением при пороге $u = 1.0$.

Эффективность по методике А.А. Гусева J_G [1] определяется для каждого конкретного порогового значения u по формуле

$$J_G = \frac{N_+}{N \cdot \frac{T_{alarm}}{T}}$$

где T – общее время мониторинга сейсмической обстановки методике;
 N_+ – количество случаев успешного прогноза за время T ;
 N – общее количество извержений, произошедших за время T ;
 T_{alarm} – общее время тревоги (суммарная длительность всех промежутков времени, в которых действовал прогноз по оцениваемому методу в течение общего времени мониторинга).

Знаменатель дроби отражает среднее число возникновения извержений за время T_{alarm} в случае отсутствия связи прогнозов с извержениями. Соответственно, эффективность J_G показывает, во сколько раз количество спрогнозированных извержений превышает число попавших в «тревожное» время случайным образом. При случайном угадывании эффективность J_G равна 1. В нашем исследовании эффективность J_G меняется на порядок при изменении порога u от 1.0 до 2.0 (таблица 2).

Эффективность по методике Г.М Молчана

Другим способом оценки эффективности является построение диаграммы Молчана для различных величин порога u . На диаграмме Молчана [3] абсцисса точки определяется как мера тревоги $\tau = \frac{T_{alarm}}{T}$, а ордината – как доля пропусков цели ν : $\nu = 1 - \frac{N_+}{N}$. Диагональ диаграммы Молчана $\tau + \nu = 1$, соединяющая точки (0;1) (точка «оптимиста») и (1;0) (точка «пессимиста») соответствует случайному прогнозу. Для этой диагонали можно построить доверительный интервал с заданной значимостью α . В нашем случае представляет интерес только нижняя ветвь этого доверительного интервала. Для всех рассматриваемых случаев экспериментальные точки (τ, ν) лежат ниже этой ветви, что интерпретируется как высокая степень надежности выявленной связи аномалий (превышение U порогового значения u) с происходящими извержениями.

Эффективность предвестника J_M определяется как $J_M = 1 - \nu - \tau$. Для случайного прогноза $J_M = 0$, а для идеального (без пропуска цели и с нулевым временем тревоги) – $J_M = 1$. Для рассматриваемых вариантов пороговых значений u в диапазоне 1.0...1.5 эффективность существенно не меняется. Но при дальнейшем увеличении порога u до 2.0, она уменьшается вдвое, оставаясь при этом статистически высокозначимой.

Оценка вероятности прогноза

Для оценки вероятности прогноза предлагается следующий алгоритм:

1. Исходя из пуассоновского характера распределения извержений оценивается вероятность хотя бы одного извержения в течение заданного времени t : $p(n > 0) = 1 - e^{-\lambda t}$, где λ – интенсивность пуассоновского потока. Предварительно делается проверка на соответствие распределения извержений распределению Пуассона. Для рассматриваемых выше данных была сделана проверка экспоненциальности распределения временных интервалов между землетрясениями, на основании которой гипотеза о пуассоновском распределении извержений не отвергается.

2. Исходя из смысла параметра эффективности J_G по методике Гусева (см. выше), ожидаемая вероятность p_e появления хотя бы одного извержения за время t после идентификации предвестника будет равна $p_e(n > 0) = 1 - e^{-J_G \lambda t}$.

Номограмма вероятностей реализации прогноза землетрясением для предвестника "Превышение величины U заданного порогового значения u " для различных времени тревоги и пороговых значений u представлена на рис. 3.

3. Учитывая, что при ретроспективном анализе обнаружено извержение, которое не имело рассматриваемого предвестника – («пропуск цели»), представляется возможным оценить вероятность извержения в отсутствие предвестника. Предлагается использовать распределение Пуассона (рис. 4), основываясь на том, что за известное время мониторинга сейсмичности в отсутствие предвестника произошло известное число извержений (В нашем случае 1 извержение за $\approx 4\ 000$ суток).

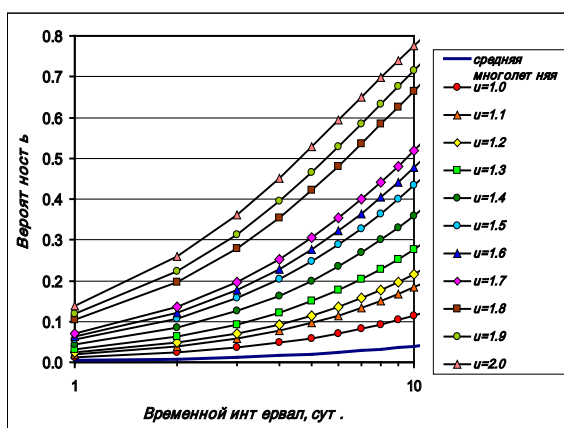


Рис. 3. Номограмма вероятности реализации прогноза в зависимости от длительности тревоги при различных пороговых значениях u .

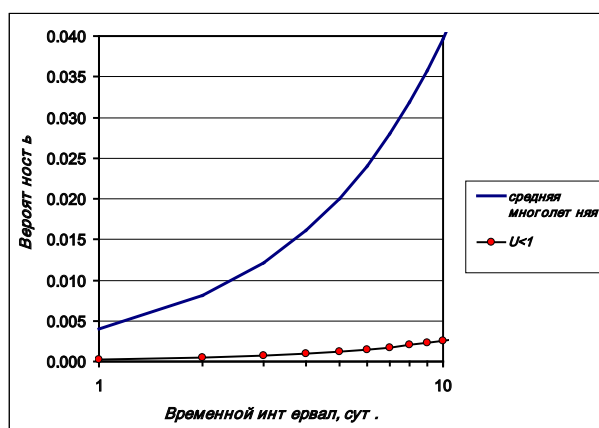


Рис. 4. Номограмма вероятности извержения в отсутствие предвестника. Для сравнения приведена среднемноголетняя вероятность извержения.

Таким образом, методика включает параметр вероятности реализации прогноза. Создана номограмма вероятности в зависимости от времени прогноза и значения прогностического параметра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109-119.
2. Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. №2. С. 53-59.
3. Molchan G.M. Strategies in strong earthquake prediction // PEPI. 1990. Vol. 61. P. 84-98.

УДК 550.34 (571.642)

ТЕНЗОР МОМЕНТА И МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Д.А. Сафонов^{1,2}, Т.В. Нагорных¹, А.В. Коновалов¹

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

² Сахалинский филиал Геофизической службы РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
d.safonov@imgg.ru

Изучение сеймотектонического режима Северного Сахалина вызывает большой интерес исследователей. Это связано, во-первых, с добычей углеводородов в сейсмически активном регионе и сопряженными с этим экологическими и экономическими рисками, а, во-вторых, с тем, что здесь произошло в 1995 г. крупнейшее катастрофическое землетрясение современной России.

Ранее [5] авторами на основании каталога механизмов землетрясений о. Сахалин 1962–2011 гг. было показано основное направление сеймотектонических напряжений территории острова. Получены оценки средних параметров сейсмодислокаций, как с учетом скалярного сейсмического момента очага землетрясения, так и без него, для отдельных зон и всего региона в целом.

Установлено, что большинство землетрясений Сахалинского региона произошли в условиях близгоризонтальных сжимающих напряжений, ориентированных субширотно или диагонально о. Сахалин. Преобладающие типы сейсмодислокаций в северной, центральной и южной частях острова различаются. В то время как в южных областях преобладают надвиги, в центральной и северной частях острова развиты преимущественно взбросо-сдвиговые типы дислокаций.

Исходя из этого, представляет интерес оценка землетрясений, произошедших в последнее десятилетие. Поскольку сильные события на территории о. Сахалин, относящегося к районам с умеренной сейсмичностью, часто не наблюдаются, имеет смысл привлекать к исследованиям более слабые события с магнитудой $M = 4.0–4.5$. Для этого необходимо внедрять современные, более точные и менее трудоемкие методики оценки механизма очага и тензора сейсмического момента.

В данной работе авторы приводят данные о рассчитанных механизмах и тензоре сейсмического момента очагов землетрясений, произошедших в последнее десятилетие (2006–2014 гг.) и не вошедших в упомянутый выше каталог. При этом изучаемая территория была ограничена пределами Северного Сахалина (севернее 51° с.ш.). Каталог полученных решений механизмов очага представлен в таблице 1 и показан на рисунке 1. Механизмы очага землетрясений определялись независимо с использованием двух различных методик.

Первая методика расчета механизмов землетрясений основана на анализе первых вступлений Р-волн (использовалась программа «Механизм» [3]) с привлечением первых смещений S-волне; методика подробно описана в [5]. Данный подход используется в ИМГиГ ДВО РАН на протяжении последних десятилетий и хорошо себя зарекомендовал. Однако он достаточно трудоемкий, и в условиях дефицита данных (относительно слабых землетрясений) не всегда позволяет получить устойчивое решение. Для снятия знаков привлекались записи сейсмических станций ИМГиГ ДВО РАН, СФ ГС РАН, ДВО РАН и телесеизмических станций глобальной сети.

Вторая методика, реализованная в виде программного комплекса ISOLA [10], обеспечивает расчет тензора сейсмического момента. Хотя данный комплекс позволяет рассчитывать полный тензор момента землетрясения, однако рекомендуется ограничиваться девиаторной частью, как более стабильной. Определяемыми величинами, помимо компонент тензора момента, являются глубина, среднее время центра, сейсмический момент и моментная магнитуда.

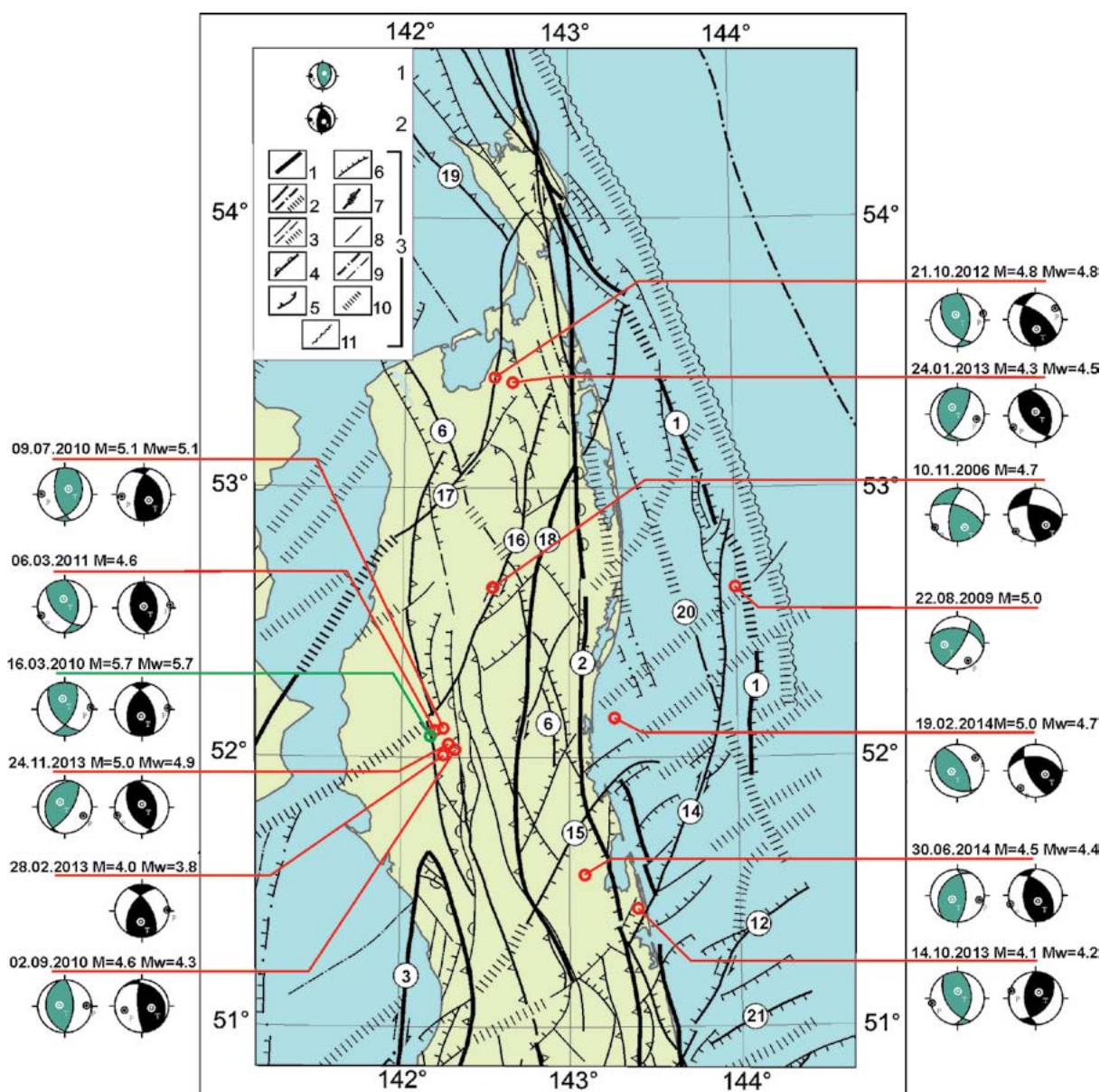


Рис. 1. Положение эпицентров рассматриваемых землетрясений, и схема разломов Северного Сахалина согласно В.В. Харахинову [8]:

1 – стереограмма механизмов очагов землетрясений, полученных с использованием программы «Механизм»; 2 – стереограмма двухдипольного приближения тензора момента землетрясений; решение получено с использованием ISOLA; 3-1-3 – ранг разломов: 1 – глубокого заложения, 2 – региональные, 3 – зональные; 4-7 – кинематика разломов: 4 – надвиги, 5 – взбросы, 6 – сбросы, 7 – сдвиги; 8-10 – сфера действия разломов: 8 – земная кора, 9 – нижняя часть осадочной толщи и консолидированная часть земной коры, 10 – консолидированная часть земной коры, 11 – зоны повышенной трещиноватости земной коры.

Список разломов: 1 – Восточно-Сахалинский, 2 – Хоккайдо-Сахалинский, 3 – Западно-Сахалинский, 18 – Верхне-Пильтунский), 6 – Западно-Байкальский, 12 – Прибрежный, 14 – Аукан-Лунский, 15 – Тымский, 16 – Гыргыланьинский, 17 – Восточно-Байкальский, 19 – Западно-Шмидтовский, 20 – Западно-Одоптинский, 21 – Совгаванский.

Апробация программы ISOLA проводилась в 2012–2014 гг. на данных наиболее характерных землетрясений Сахалинского и Курило-Охотского регионов, произошедших примерно в то же время [4]. К настоящему моменту получено около двухсот решений тензоров сейсмического момента землетрясений. В качестве базовой модели строения коры и верхней мантии была принята модель, используемая в настоящий момент агентством NIED, Япония [9] для аналогичных целей. Однако для региона Северного Сахалина была применена комбинированная скоростная

модель. Ее нижняя часть соответствует упомянутой модели NIED, а верхняя, коровая часть, составлена специально для территории Северного Сахалина и в настоящий момент используется для локализации гипоцентров по данным локальной сети [6]. Входными данными для инверсии послужили записи ближайших широкополосных сейсмостанций СФ ГС РАН («Оха», «Тымовск», «Углегорск»), сейсмостанций широкополосной сети ДВО РАН [7] («Чегдомын», «Ванино», «Николаевск-на-Амуре»). Поскольку работа велась в основном с записями относительно слабых землетрясений ($M \sim 4.0-5.0$), то для уточнения достоверности полученных решений привлекались знаки первых вступлений, снятые на сейсмограммах тех же станций.

Всего было обработано 13 сейсмических событий, в некоторых случаях решение удалось получить только по одной из упомянутых методик.

Выполненная работа позволяет сравнить механизм очага землетрясений умеренной магнитуды, полученный с использованием двух различных методик. Как можно убедиться из сопоставления их стереограмм (рис. 1) полученные решения не идентичны. Хотя тип сейсмодислокации во всех случаях совпадает, простирание и наклон нодальных плоскостей значительно (до 41° по простиранию) отличается. Положение оси промежуточных напряжений (пресечение нодальных плоскостей) в некоторых случаях меняется на противоположное, впрочем, оставаясь все так же близгоризонтальным.

Подобное различие в определении можно объяснить разницей в методических подходах: метод полярностей первых вступлений оценивает ориентацию плоскости разрыва в начальный момент вспарывания разрыва, тогда как метод инверсии волновых форм рассматривает модель центра, среднюю для всего разрыва. Начальное направление вспарывания может измениться, что должно отобразиться в разнице получаемых решений.

Другое объяснение – ограниченная точность получаемых решений. Все-таки приходится иметь дело с приближенной моделью строения земной коры, в которой невозможно учесть все локальные и региональные неоднородности. Причем, чем более близкие станции используются в расчетах (а для относительно слабых землетрясений – это вынужденная мера), тем большее влияние локальные неоднородности оказывают на получаемые решения. Способ повышения точности и надежности результатов как в случае метода первых вступлений, так и при инверсии волновых форм – увеличение плотности сети сейсмостанций и улучшение качества их записей (соотношения сигнал/шум), а так же совершенствование скоростных моделей среды.

Все рассмотренные землетрясения произошли в условиях сжатия, при этом ось сжатия (P-pl) горизонтальна, ее направление (P-az) меняется от субширотного до юго-запад-северо-восточного, за исключением землетрясения №2 (табл. 1), ось сжатия которого направлена на юго-восток.

Землетрясение №1 2006 г. (афтершоковая зона Нефтегорского землетрясения 1995 г.) формально относится к сдвиговым сейсмодислокациям, хотя его взбросовая компонента также значительна. Эпицентр данного землетрясения попадает в область Гыртыланьинского правостороннего взбросо-сдвига, при этом одну из нодальных плоскостей землетрясения, имеющую именно правосдвиговую компоненту сейсмодислокации, можно сопоставить с направлением разлома.

Событие №2 локализовано в области более сильного Пильгунского землетрясения, произошедшего 12 июня 2005 г. [2] ($M = 5.7$), и, вероятно, может считаться повторным событием. Эпицентр этого землетрясения попадает в область Восточно-Сахалинского разлома, однако ни одна из его плоскостей не совпадает с простиранием разлома, возможно, имела место подвижка по второстепенному секущему разлому, обозначенному на схеме.

Наиболее сильное из землетрясений – Уангское 2010 г. ($M = 5.7$), №3 в таблице 1 – было хорошо изучено ранее [1], хотя новая интерпретация его механизма несколько отличается от принятой в статье, не противореча при этом сделанным в ней выводам. Землетрясения №№ 4, 5, 6, 8, 9 являются афтершоками Уангского землетрясения; механизмы афтершоков в рамках некоторой вариации направления и наклона нодальных плоскостей сходны с механизмом основного землетрясения. Их гипоцентры расположены по падению плоскости Западно-Энгизпальского надвига.

Другие землетрясения нельзя с уверенностью отнести к тому или иному известному

разлому, к тому же направление их подвижки зависит от того, какое из двух решений принять за верное.

Таким образом, полученные результаты определения механизмов очагов умеренно-сильных землетрясений Северного Сахалина в 2006 – 2014 гг. с использованием двух различных методик в целом согласуются с результатами, опубликованными в [5], даже, несмотря на некоторое различие полученных решений. Произошедшие землетрясения отражают продолжающийся процесс сжатия островной суши, при этом ось сжатия близгоризонтальна и направлена либо субширотно, либо с восток-северо-востока на запад-юго-запад.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31060 мол_а).

Таблица 1. Параметры землетрясений Северного Сахалина и их механизмов, полученных с использованием программного комплекса ISOLA (светлые поля) и программы «Механизм» (затемненные поля)

№	Дата	Время	φ	λ	H	Mw M	T		P		NP1			NP2		
	день. мес. год	ч:мин:сек	град	град	км		pl	az	pl	az	stk	dip	rake	stk	dip	rake
1	10.11.2006	8:53:48	52.63	142.54	9	-	40	135	4	229	175	66	146	280	59	28
	10.11.2006	8:53:48	52.63	142.54	20	4.7	40	150	4	240	190	64	148	290	60	29
2	22.08.2009	10:26:41	52.63	144.00	12	5	47	262	20	149	282	41	156	31	74	52
3	16.03.2010	9:44:14	52.08	142.17	8	5.7	67	187	4	87	200	45	123	337	54	61
	16.03.2010	9:44:14	52.08	142.17	5	5.7	54	350	4	86	144	52	42	25	59	134
4	09.07.2010	15:17:45	52.11	142.25	18	5.1	64	140	16	265	329	34	53	192	63	112
	09.07.2010	15:17:45	52.11	142.25	4	5.1	68	34	12	271	23	36	121	167	59	69
5	02.09.2010	7:08:01	52.03	142.32	15	4.3	57	102	31	256	176	77	102	314	18	49
	02.09.2010	7:08:01	52.03	142.32	19	4.6	72	284	17	88	171	28	80	2	62	95
6	06.03.2011	15:48:53	52.10	142.20	6	-	85	350	0	83	169	45	84	358	45	96
	06.03.2011	15:48:53	52.10	142.20	9	4.6	64	351	6	249	4	45	127	137	56	59
7	21.10.2012	11:57:26	53.41	142.55	5	4.8	57	171	13	60	183	41	138	307	64	57
	21.10.2012	11:57:26	53.41	142.55	11	4.8	70	343	1	75	4	49	117	146	48	62
8	24.01.2013	14:15:49	53.39	142.66	4	4.5	77	0	6	242	142	52	76	344	40	108
	24.01.2013	14:15:49	53.39	142.66	1	4.3	60	324	24	104	28	71	108	163	26	48
9	28.02.2013	20:37:01	52.01	142.25	8	3.8	52	185	5	88	211	52	140	329	60	46
10	14.10.2013	8:36:26	51.44	143.40	4	4.2	67	28	5	287	177	53	62	39	45	123
	14.10.2013	8:36:26	51.44	143.40	10	4.1	66	4	4	259	150	52	60	6	44	120
11	24.11.2013	10:20:28	52.05	142.28	7	4.9	80	2	3	251	152	49	78	351	42	104
	24.11.2013	10:20:28	52.05	142.28	12	5	67	317	21	116	32	67	98	193	25	72
12	19.02.2014	12:49:07	52.15	143.27	13	4,7	55	111	13	220	155	65	125	276	42	39
	19.02.2014	12:49:07	52.15	143.27	9	5	71	262	15	54	331	62	100	131	29	72
13	30.06.2014	20:58:12	51.57	143.09	7	4.4	69	158	1	251	180	50	118	321	47	61
	30.06.2014	20:58:12	51.57	143.09	20	4.5	69	237	16	101	212	32	118	360	62	74

ЛИТЕРАТУРА

1. Коновалов А.В., Семенова Е.П., Сафонов Д.А. Результаты детального изучения очаговой зоны землетрясения 16 марта 2010 г. (Mw = 5.8) на северо-западе о. Сахалин // Вулканология и сейсмология. 2012. №4. С. 37-49.
2. Коновалов А.В., Патрикеев В.Н., Сафонов Д.А., Нагорных Т.В., Семенова Е.П., Степнов А.А. Пильгунское землетрясение 12 июня 2005 г. (Mw=5.6) и современная сейсмичность в районе нефтегазовых месторождений северо-восточного шельфа о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 1. С. 61-71.

3. Поплавская Л.Н., Бобков А.О., Кузнецова В.Н., Нагорных Т.В., Рудик М.И. Принципы формирования и состав алгоритмического обеспечения регионального центра обработки сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке (на примере Дальнего Востока) // Сейсмологические наблюдения на Дальнем Востоке (методические работы ЕССН). М.: Наука, 1989. С. 32-51.
4. Сафонов Д.А., Коновалов А.В. Определение тензора сейсмического момента землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы Девятой Международной сейсмологической школы, 8-12 сентября 2014 г., Ереван. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 294-298.
5. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин / отв. ред. А.И. Кожурин. Владивосток: Дальнаука, 2014. 252 с.
6. Степнов А.А., Гаврилов А.В., Коновалов А.В., Отемолер Л. Новая архитектура автоматизированной системы сбора, хранения и обработки сейсмологических данных // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 2. С. 27-38.
7. Ханчук А.И., Коновалов А.В., Сорокин А.А. и др. Инструментальное и информационно-технологическое обеспечение сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО РАН. 2011. № 3. С. 127-137.
8. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
9. Kubo A., E. Fukuyama, H. Kawai, K. Nonomura NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application // Tectonophysics. 2002. Vol. 356. P. 23-48.
10. Sokos E. N., Zahradnik J. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data // Computers & Geosciences. 2008. Vol. 34, Iss. 8. P. 967-977.

УДК 550.34(571.645+571.66)

О СВЯЗИ РАЗНОПЕРИОДНЫХ ПРИРОДНЫХ РИТМОВ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА)

Ю.К. Серафимова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
yulka@emsd.ru

Вопрос о связи сильных землетрясений с периодическими, квазипериодическими природными ритмами и их кратными рассматривался в последние десятилетия многими авторами. Наибольшее внимание уделяется влиянию на сейсмичность 18.6-летних лунных циклов, 11-летних циклов солнечной активности, а также их долей и кратных. Не остается без внимания интерес и к более короткопериодным взаимодействиям, например, в течение времени не более одного года.

Характерной особенностью исследуемой взаимосвязи является статистически значимая приуроченность сильных событий к фиксированным интервалам фаз указанных циклов. Значимость таких эффектов оценивается, как правило, на основе проверки гипотезы о равномерности распределения событий в пределах наложенных друг на друга циклов. Выявление статистически значимых фазовых интервалов для наиболее сильных событий при наличии достаточно длительных рядов наблюдений дает возможность осуществлять долгосрочный прогноз, что и сделано в большинстве работ. При этом надежность таких прогнозов невелика.

Вместе с тем, вопросы использования выявленных закономерностей для оценки в реальном времени сейсмической опасности в связи с возникновением сильных землетрясений и повышением эффективности их прогнозирования остаются открытыми.

В настоящей работе проводится обобщение результатов анализа связи определенных фазовых интервалов различных природных ритмов с возникновением сильных землетрясений, произошедших как в мире, так и в Курило-Камчатском регионе.

Принимая продолжительность природного цикла за единицу, значение фазы любого события рассчитывается как отношение разности времени между возникновением события и началом соответствующего цикла к продолжительности этого цикла:

$$\Phi_{\text{соб}} = (\tau_{\text{соб}} - \tau_{\text{нач. цикла}}) / T_{\text{цикла}}$$

где $\Phi_{\text{соб}}$ – значение фазы события, $\tau_{\text{соб}}$ – дата события в долях года, $\tau_{\text{нач. цикла}}$ – дата начала цикла в долях года, $T_{\text{цикла}}$ – продолжительность цикла в годах. Такой подход может применяться как к циклам с постоянным периодом (например, 18.6-летний лунный цикл), так и к природным циклам, продолжительность которых варьирует (например, 11-летний цикл солнечной активности).

11-летний цикл солнечной активности (СА). В 1848 г. швейцарский астроном Р. Вольф в качестве меры солнечной активности ввел относительные числа солнечных пятен W – числа Вольфа, определяемые как $W = k(10g + f)$, где g – число групп пятен на видимом диске Солнца в день наблюдения, f – число отдельных пятен, k – коэффициент, характеризующий наблюдательный прибор, обычно $k \approx 1$. Солнечная активность имеет циклические вариации со средним периодом 11.1 года. Продолжительности отдельных циклов СА варьируют от 8.2 до 15 лет.

Автором в [4] показана связь сильных ($M_w \geq 7.5$) землетрясений Камчатки с вариациями чисел Вольфа за период 1737-2005 гг. Наличие связи между возникновением землетрясений и определенным фазовым интервалом 11-летнего цикла солнечной активности определяется параметром J с учетом различной продолжительности фаз:

$$J = N_{\phi} / (N_{\text{общ}} \times t / T),$$

где N_{ϕ} – количество землетрясений, произошедших в рассматриваемой фазе; $N_{\text{общ}}$ – общее количество землетрясений; t – суммарная длительность конкретной фазы цикла солнечной

активности; T – суммарная длительность всех циклов солнечной активности. Знаменатель дроби отражает среднее число землетрясений за время t в случае отсутствия связи между возникновением землетрясений и фазой цикла солнечной активности. При случайном совпадении землетрясений и фаз СА $J \leq 1$. При значениях $J > 1$ можно говорить о наличии связи между возникновением землетрясений и фазой цикла.

Обнаружено, что наиболее значимо такая связь проявляется для фаз, соответствующих максимуму и минимуму 11-летнего цикла солнечной активности, что не противоречит результатам других авторов [1, 7].

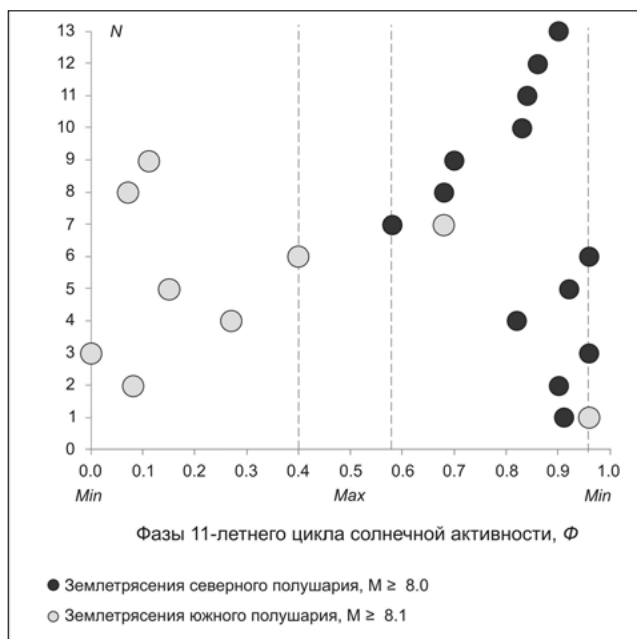


Рис. 1. Распределение землетрясений мира с $M \geq 8.0$ и глубиной очагов до 100 км за период 1973 – 2010 гг. по фазам 11-летних циклов солнечной активности.

Наличие такого эффекта косвенно подтверждается результатами работы [4] для сильных камчатских землетрясений (землетрясения северного полушария) и работы [7].

Хейловский цикл солнечной активности. Первые предположения о существовании 22-летнего цикла солнечных пятен были сделаны в конце XIX в. Вольфом. После открытия в 1913 г. Хейлом закона изменения полярности магнитных характеристик Солнца, реальность выделения этого цикла получила физическое обоснование [2]. По данным измерений Хейла, при переходе от одного 11-летнего цикла к следующему полярность ведущих пятен групп в обоих полушариях Солнца меняет знак. В связи с этим Хейловский цикл чаще именуется магнитным. Длительность Хейловских циклов характеризуется большей устойчивостью, если за их начало брать минимумы четных 11-летних циклов. Отразить такую цикличность можно с помощью ряда чисел Вольфа, заменив знак в четных циклах на противоположный. Каждому циклу приписывается номер, который обозначается в виде английской буквы Н (Hail, Хейл) и числа, соответствующего номеру четного 11-летнего цикла в соответствии с общепринятой цюрихской классификацией.

Длительность 22-летнего Хейловского цикла за последние 300 лет нерегулярно меняется в некоторых пределах при среднем его значении 22.2 года. Наибольшей устойчивостью 22-летний цикл характеризуется с начала прошлого века.

Анализ распределения сильных ($M \geq 7.6$) землетрясений в четырех регионах северо-западной части Тихоокеанского пояса по фазам 22-летних Хейловских циклов солнечной активности показал, что в окрестности минимумов 22-летних Хейловских циклов в фазовом интервале $\Phi = 0.90 - 1.0-0.10$, симметричном относительно эпох минимумов, с уровнем доверия

Анализ распределения наиболее сильных ($M \geq 8.0$, каталог NEIC) землетрясений мира за период 1973 – 2010 гг. по фазам 11-летнего цикла солнечной активности (с окончания 20-го по 23-й циклы) показал, что землетрясения северного полушария приурочены к фазе спада $\Phi_1 = 0.58-0.96$ 11-летних циклов (рис. 1, черные кружки). В этом диапазоне фаз оказались все 13 событий. Выявленный эффект статистически значим с уровнем доверия 0.99.

Землетрясения южного полушария с $M \geq 8.1$ (рис. 1, светлые кружки) приурочены к фазе роста $\Phi_2 = 0.96-0.40$ 11-летнего цикла солнечной активности (граница разделения землетрясений выбрана по 10° ю.ш.). В этом диапазоне фаз произошли восемь из девяти событий, что статистически значимо с уровнем доверия 0.95.

Такое распределение во времени сильных землетрясений южного и северного полушарий Земли свидетельствует о наличии эффекта их фазового разделения (непересечения) [11].

более 0.99 выделяется статистически значимый фазовый интервал $\Phi' = 0.97-0.01$ длительностью в среднем 13 мес. В этом узком «опасном» интервале произошло 13 землетрясений с магнитудами $M \geq 7.6$ (для Японии с $M \geq 7.9$) из 16-ти таких событий. В этом случае гипотеза о равномерности распределения землетрясений отвергается с уровнем доверия более 0.99.

Аналогичный эффект был выявлен для землетрясений Кавказа и Средней Азии с $M \geq 6.6$, то есть, он также проявляется в регионах Альпийско-Гималайского пояса сейсмичности, что является подтверждением общепланетарной природы выявленного эффекта [6, 10].

18.6-летний лунный цикл и его кратные. Лунный цикл с периодом $T_0 = 18.613 \approx 18.6$ года – это период вращения линии узлов орбиты Луны, т.е. линии, по которой плоскость ее орбиты сечет эклиптику (плоскость орбиты Луны наклонена под углом $\sim 5^\circ$ к эклиптике). По этой причине, с периодичностью 18.6 года, происходят изменения амплитуды месячных изменений склонения Луны.

В работах [8, 9] детально рассматривался вопрос о связи сильных землетрясений, как Тихоокеанского пояса, так и Камчатки, с 18.6-летним лунным циклом. Показано, что для сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7.5$ и с глубиной очагов до 100 км за период 1850 – 1976 гг. в пределах отдельных циклов выделяются два фазовых интервала, длительностью 1 – 3 года, к которым приурочены все такие события.

На основании проведенного анализа распределения мировых землетрясений с $M \geq 8.6$ за период 1900 – 2011 гг. показан значимый эффект группирования на периоде $3T_0 \approx 56$ лет (три лунных прилива с периодами $T_0 = 18.6$ г.). Все рассмотренные землетрясения произошли в фазовом интервале $\Phi = 0.98 - 0.26$ [5]. Следует отметить, что произошедшее 11.04.2012 г. в районе о. Суматра землетрясение с $M = 8.6$ также попало в указанный интервал.

МЕТОД ФАЗОВЫХ ТРАЕКТОРИЙ

Совместно с Широковым В.А. автором предложен новый методический подход для решения задачи долгосрочного прогноза сильных землетрясений, основанный на изучении их совместной связи с 18.6-летним лунным циклом и 22-летним Хейловским циклом солнечной активности [10]. На основе предложенного метода фазовых траекторий (МФТ) проведен анализ совместного распределения по фазам указанных двух циклов землетрясений Камчатки, Японии, Курильских и Алеутских о-вов и обнаружены статистически значимые связи между группированием землетрясений и определенным соотношением их фаз. Это позволило дать прогнозы ожидаемых сильных землетрясений и оценить их эффективность по ретроспективным данным. Метод МФТ был также реализован для прогноза сильных землетрясений в других регионах мира, в том числе для Альпийско-Гималайской тектонической зоны [6]. На примере сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7.6$ показано, что все события с 1737 г. приурочены к определенным, достаточно компактным «опасным» окнам (рис. 2).

В соответствии с прогнозом, основанном на использовании метода МФТ, для Камчатки ближайший опасный период возникновения землетрясений с $M \geq 7.6$ приурочен к интервалу времени август 2015–июль 2017 гг., для Курильских островов ($M \geq 7.5$) – сентябрь 2013–февраль 2016 гг. При этом величина ретроспективной эффективности составляет 5.6 для Камчатки и 2.8 для Курильских островов [6].

Внутригодовое распределение землетрясений. На примере Курило-Камчатского региона рассмотрена связь между возникновением сильных ($M \geq 6.0$, энергетический класс $K_s \geq 12.6$ (по классификации Федотова С.А.)) землетрясений и сменой сезонов (времен года). Смена сезонов обуславливается годичным периодом обращения Земли вокруг Солнца и наклоном оси вращения планеты относительно орбитальной плоскости и рассматривается в качестве возможного триггерного воздействия на усиление сейсмической активности на различных энергетических уровнях [3]. Особенностью методического подхода к анализу такой связи является использование астрономических времен года, которые определяются датами солнцестояния и равноденствия, а не традиционно используемое распределение землетрясений по месяцам года. Показано, что зависимость между определенной фазой сезона и возникновением сильных землетрясений является статистически значимой для землетрясений с $K_s \geq 13.0$ для Камчатки и $M \geq 6.5$ для Курильских островов.

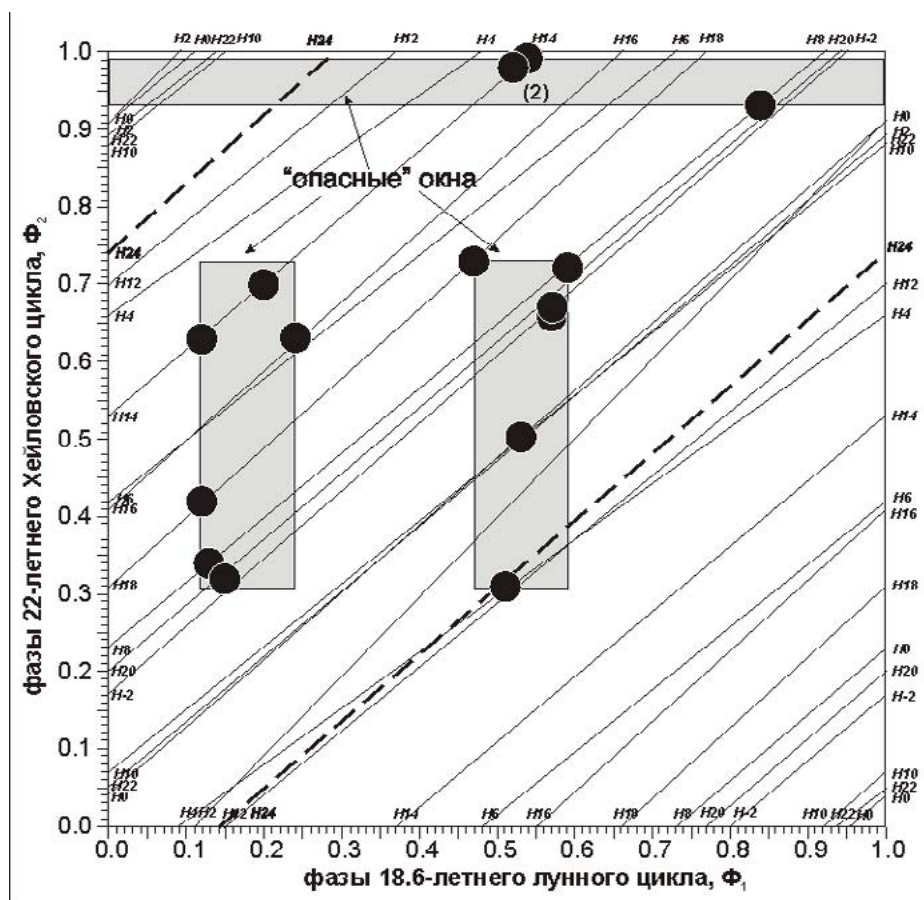


Рис. 2. Распределение сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7.6$ в зависимости от фаз 18.6-летнего лунного и 22-летнего Хейловского циклов за период 1737–2011 гг. Наклонными линиями показаны фазовые траектории, номера которых соответствуют номерам Хейловских циклов. Жирной пунктирной линией показан текущий Хейловский цикл H24 после определения эпохи минимума, соответствующей январю 2009 г. [6]

Величина ретроспективной эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезона» при переходе от осени к зиме составляет 2.6 при прогнозировании времени камчатских землетрясений с $K_s \geq 14.0$. Это позволяет использовать такой признак в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений.

ВЫВОДЫ

1. Анализ распределения наиболее сильных землетрясений мира ($M \geq 8.0$, каталог NEIC) по фазам 11-летнего цикла солнечной активности выявил эффект фазового разделения (непересечения) сильных землетрясений южного и северного полушарий Земли.
2. Использование разработанного метода фазовых траекторий для анализа распределения сильных землетрясений по фазам двух долгопериодных ритмов позволяет осуществлять долгосрочное прогнозирование возникновения таких землетрясений с оценкой эффективности сделанных прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Метод прогноза камчатских землетрясений по вариациям геомагнитного и атмосферного электрического полей Земли на фоне гелиомагнитосферных процессов // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26-29 сентября 2000 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 179-186.
2. Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. Л., 1973. 257 с.

3. Серафимова Ю.К. О связи сезонности и сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений Курило-Камчатского региона // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: тр. Четвертой науч.-технич. конф., 29 сентября - 5 октября 2013 г., Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 200-204.
4. Серафимова Ю.К. О связи сильных ($M_w \geq 7.5$) землетрясений Камчатки с вариациями чисел Вольфа // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. №2, вып. №6. С.116-122.
5. Серафимова Ю.К., Широков В.А. Особенности связи сильнейших землетрясений мира ($M_w \geq 8.7$) с циклами солнечной активности и 18.6-летним лунным приливом // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: тр. Третьей науч.-техн. конф., 9-15 октября 2011 г., Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 191-194.
6. Серафимова Ю.К., Широков В.А. Прогнозирование сильных землетрясений, вулканических извержений и цунами на основе изучения их связи с лунным приливом 18.6 г. и 22-летним Хейловским циклом солнечной активности // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке (К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений). Петропавловск-Камчатский: Холдинговая компания «Новая книга», 2012. С. 305-328.
7. Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. №2. С. 13-30.
8. Широков В.А. Влияние девятнадцатилетнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 164-170.
9. Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103-115.
10. Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2, вып. 8. С. 120-133.
11. Широков В.А., Серафимова Ю.К. Прогноз сильных мировых землетрясений, цунами и вулканических извержений до 2025 г. и перспективы повышения его эффективности // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири: докл. научн. симпоз., 1-4 июня 2010 г., г. Хабаровск. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2010. С. 302-305.

УДК.550.3.001.5

СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ: ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ИХ МАЛОГЛУБИННОЙ ГЕОФИЗИКОЙ*С.П. Серебренников¹, А.Ю. Ескин¹, Ц. Батсайхан²*¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия;² Научно-исследовательский центр астрономии и геофизики МАН, г. Улан-Батор, Монголия

Развитие геофизических методов в комплексе с традиционными и современными методиками изучения тектонической ситуации геологическими методами различных регионов позволяет получать результаты как в плане подтверждения теоретической обоснованности существования тектонических нарушений, так и в практическом плане при планировании объектов строительства.

Нарушения естественной «сплошности» среды как осадочных, так и коренных пород, какими являются разломные зоны, приводит к изменению параметров геофизических полей. Меняются их электрические и упругие свойства, поэтому степень их изменений может оцениваться с помощью геофизических исследований.

Результаты геофизических исследований зон разрывных нарушений представляются на материалах изучения морфоструктурных особенностей сейсмогенных разломов Монголии и Сибири. Указанные тектонические нарушения изучены с различной степенью детальности, они имеют различные структурные особенности, морфологию и расположены в различных геологических и геоморфологических ситуациях.

На начальном этапе проведения геофизических исследований были выбраны разрывные нарушения, которые наиболее полно задокументированы геологическими методами. Как правило, они отчетливо отслеживаются в бортах естественных и техногенных понижений. Именно на данных участках проводилась отработка различных методов геофизического картирования разломов с целью получения эталонных значений электро- и сейсмозондирований. В дальнейшем геофизическими методами были изучены зоны тектонических нарушений перекрытых осадочными образованиями различного генезиса [1, 2].

Электроразведочные методы позволяют нам выявить тектонические нарушения из широкого разнообразия геоморфологических форм рельефа, а обнаружив их, оценить их качественные и количественные характеристики.

При использовании метода срединного градиента можно проанализировать морфоструктурные особенности, выраженные в рельефе в виде тектонической седловины. На построенных графиках отображаются зоны повышенных и пониженных сопротивлений. Зона пониженных сопротивлений соответствуют блоку повышенной трещиноватости, т.е. зоне разлома. Разница между максимумами позволяет судить о направлении заложения разлома. Данный метод помогает определить и количественную характеристику разрывного нарушения – угол падения разрыва.

В районах, где предполагаемая зона разлома расположена на склонах и перекрыта чехлом современных образований, используется метод электропрофилирования симметрической установки. Здесь при сопоставлении геофизического профиля с инженерно-геологическим разрезом отчетливо выделяются зоны тектонических нарушений. Анализ амплитуд на профиле СЭП позволяет уточнить угол падения разлома.

Результаты интерпретации кривых ВЭЗ позволяют выделить блоковое строение современных сейсмогенных структур, выделить современные и древние тектонические нарушения. По геоэлектрическим разрезам определяются направления смещения блоков относительно друг друга и углы падения контакта блоков. Для подтверждения возможностей электроразведочных методов исследований в областях развития разломных структур приводятся примеры изучения

тектонических нарушений разного масштаба - от нарушений, формирующих современный облик рельефа региона, до структур конкретных участков (рис. 1, 2).

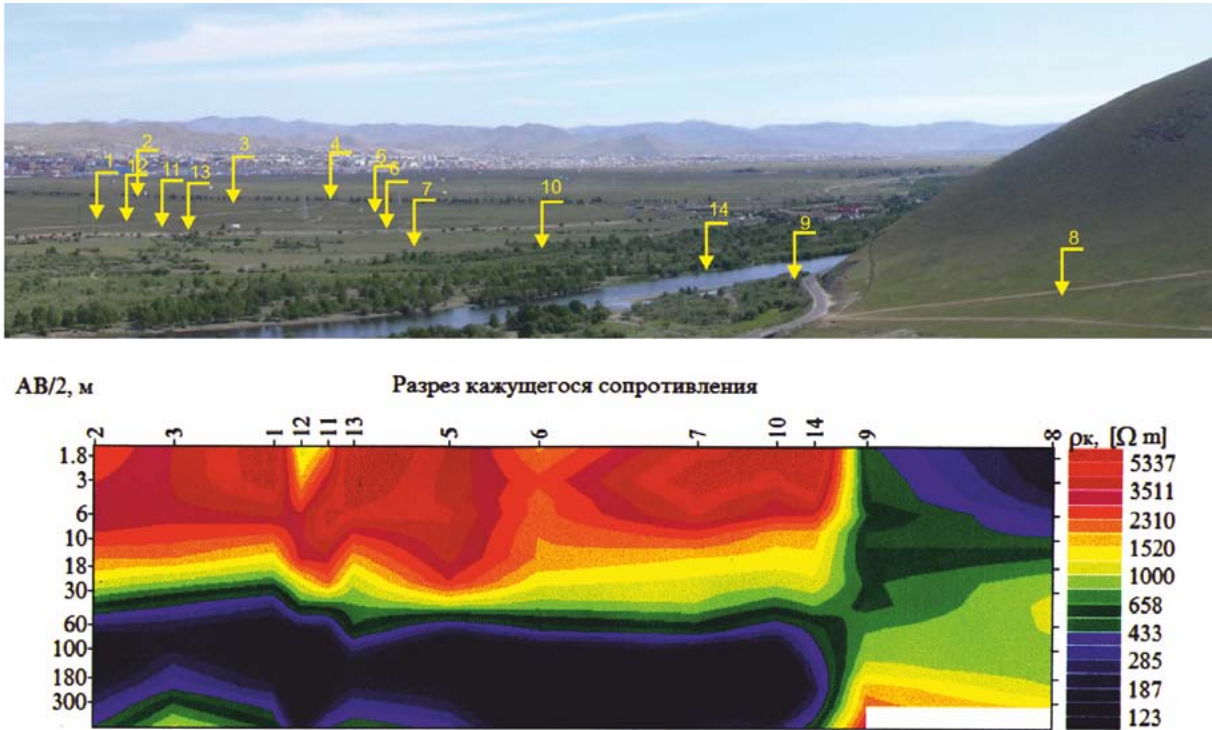


Рис. 1. Профиль электроразведочных измерений и геоэлектрический разрез через долину р. Тола, г. Улан-Батор.

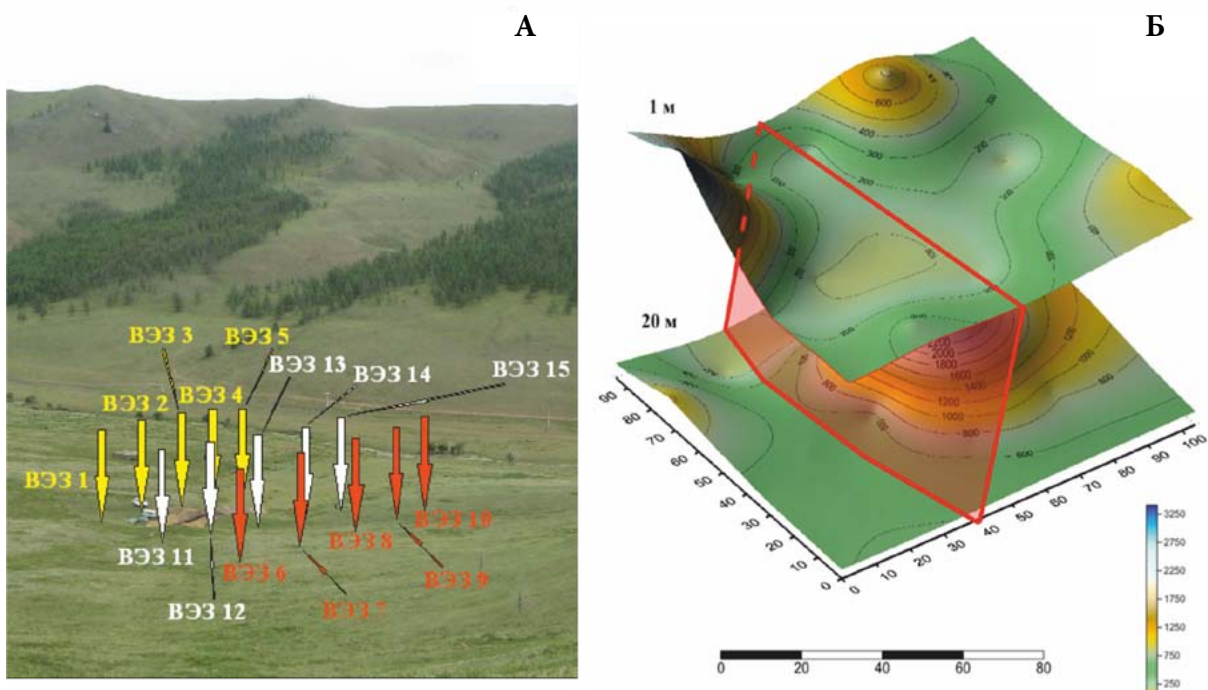


Рис. 2. Площадь электроразведочных измерений (А) и распределение электрических сопротивлений по плоскости разлома на фиксированных глубинах.

Для изучения тектонической обстановки во впадинах, где использование геологических методов картирования крайне затруднительно, используется метод круговых ВЭЗ. С помощью

КВЭЗ изучается структура разломов по особенностям анизотропии электрического поля вблизи тектонических нарушений на равнинных участках речных долин по трассе разрыва. Основным признаком наличия анизотропии электрического поля в массиве горных пород, которое устанавливается по диаграммам КВЭЗ, является искажение их правильной формы круга, характерной для изотропной среды. Диаграммы для анизотропной геологической среды имеют форму овалов. Причем большая ось овала КВЭЗ, согласно парадоксу электрической анизотропии, ориентируется в направлении основной системы трещиноватости (рис. 3).

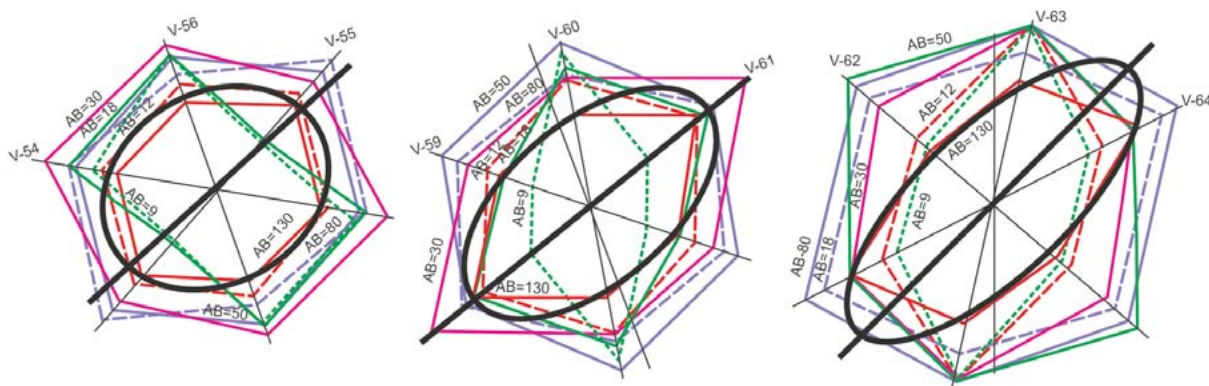


Рис. 3. Пример картирования зоны разлома методом круговых ВЭЗ.

В комплекс геофизических исследований зон разломов входит малоглубинная сейсморазведка с ударным возбуждением сейсмических волн с целью детального изучения скоростей распространения сейсмических волн в верхней 20-метровой толще грунтов. Разлом отчетливо выделяется на профиле скоростного разреза. Показательными являются схемы равных значений скоростей построенные для глубин 5, 10 и 15 м. На них возможно выделить участки или «блоки» с относительно однородными грунтами. В большей степени информативна схема среза скоростей на глубине 10 м. Как правило, выделенные блоки и зоны разрывных нарушений по скоростным разрезам подтверждаются и согласуются с данными геологического изучения современных тектонических структур. На рисунке 4 представлены результаты сейсмондирования эпицентральной области Моготского землетрясения 1967 года. Тектонический разрыв, образовавшийся в результате землетрясения, отчетливо выражен на поверхности, что позволило пересечь его несколькими профилями сейсмондирования и отработать методику интерпретации скоростных разрезов. При исследовании данного разлома выявлена зона разлома палеоземлетрясения, расположенная параллельно современному разрыву без внешних признаков существования на поверхности. На данном примере мы показываем возможности сейсморазведочного метода.

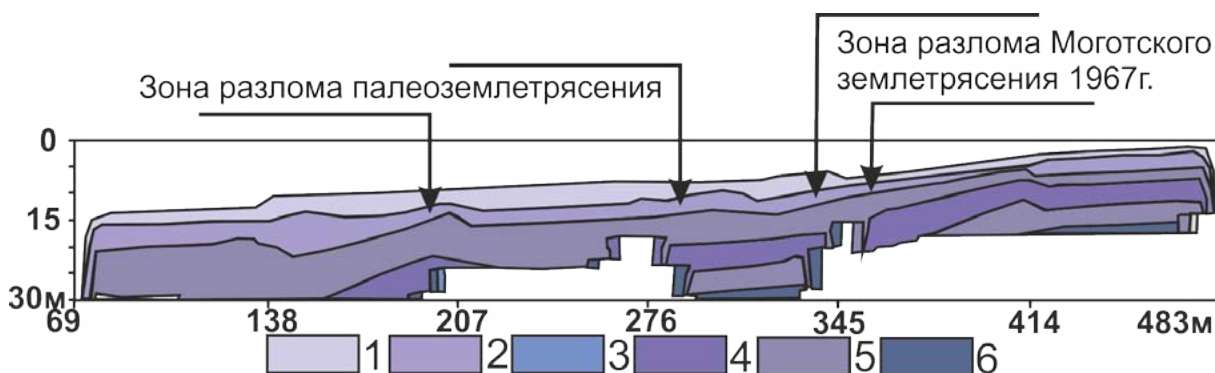


Рис. 4. Сейсморазведочный профиль эпицентральной области Моготского землетрясения 1967 года. Цветом указаны градации изменения скоростей сейсмических волн в направлении их увеличения с глубиной.

Полученные результаты при геофизическом обследовании на участках тектонических структур на территории Монголии и России будут представлены в докладе.

Современные методы геологических и геофизических исследований позволяют сделать вывод о хороших перспективах данного комплекса при проведении исследований с целью выявления тектонических нарушений в осадочных и в неглубоко залегающих коренных породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батсайхан Ц., Серебренников С.П., Джурик В.И., Сенечал Г., Бано М. Геофизические исследования в зоне Эмэлэтского разлома // Мат-лы Российско-Монгольской конференции по проблемам астрономии и геофизики. Улан-Батор, 2014. С. 7.
2. Джурик В.И., Серебренников С.П., Батсайхан Ц. Отражение приповерхностных волн крупных разломов Сибири и Монголии в геофизических полях // XXXVII Тектоническое совещание: сб. науч. тр. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 202-205.

УДК 550.34.016 (571.642)

СБРОШЕННЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮЖНОГО САХАЛИНА

А.С. Сычёв, А.В. Коновалов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;
a.sychov@geophystech.ru, a.konovалov@imgg.ru

ВВЕДЕНИЕ

Разрушительное Невельское землетрясение 2007 г. ($M_w = 6.1$) предварялось активизацией сейсмичности на юге о. Сахалин в виде Горнозаводского землетрясения 2006 г. ($M_w = 5.5$). Данные события приурочены к зоне Западно-Сахалинского разлома. Также в пределах указанной сейсмогенной зоны произошло Чаплановское землетрясение 2009 г. ($M_w = 4.4$), возникновение которого вероятно свидетельствует о постсейсмической релаксации напряжений.

В работе [4] был реализован автоматизированный алгоритм массовых оценок скалярного сейсмического момента по записям нескольких станций. Результаты расчетов демонстрировали чувствительность размера (радиуса) очага к погрешностям определения корнер-частоты. Корректная оценка корнер-частоты, в свою очередь, требует знание параметров поглощения среды под пунктами наблюдений.

Определение и уточнение локальной модели затухания и параметров поглощения под станциями позволяет перейти к расчетам динамических характеристик очага слабых и умеренных местных землетрясений Южного Сахалина. В данной работе представлены массовые оценки сброшенных напряжений с учетом основных параметров затухания сейсмических волн на пути «источник-станция».

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использовались инструментальные данные короткопериодных наблюдений в афтершоковых зонах Горнозаводского 2006 г. ($M_w = 5.5$), Невельского 2007 г. ($M_w = 6.1$) и Чаплановского 2009 г. ($M_w = 4.4$) землетрясений (рис. 1). Первичная обработка цифровых записей осуществлялась с помощью пакета вычислительных программ SEISAN [8]. Сформированная единая база исходных данных, которая использовалась в дальнейшем для расчета динамических параметров очага, насчитывает в общей сложности около 1200 локализованных по трем и более станциям сейсмических событий. В качестве опорных для расчётов было отобрано четыре станции: BSK («Белые скалы»), KHL («Холмск»), KRS («Корсаков») и OSM («м. Острый») (рис. 1).

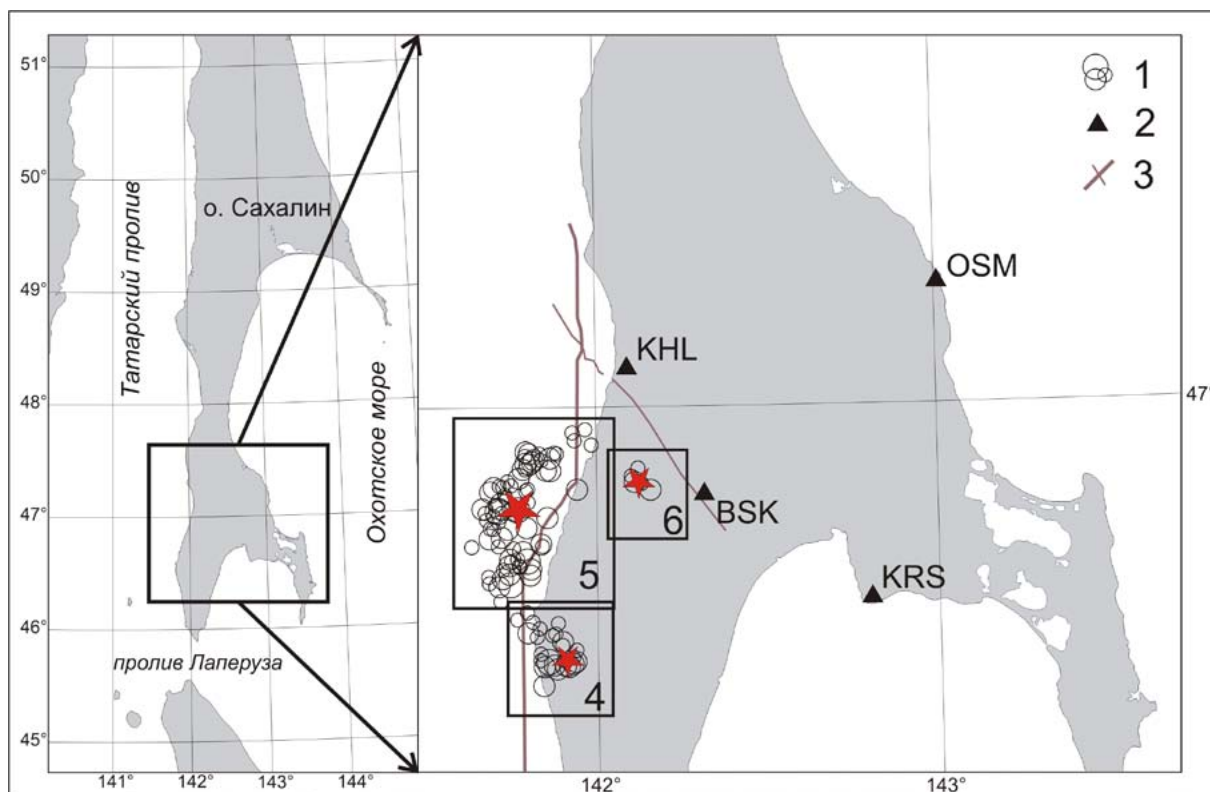


Рис. 1. Расположение сейсмических станций и эпицентров землетрясений, используемых в данной работе. Обозначения: 1 – эпицентры землетрясений отобранных для расчетов динамических параметров очага; 2 – короткопериодные сейсмические станции локальной сети СФ ГС РАН; 3 – южный сегмент Западно-Сахалинского разлома; 4 – афтершоковая зона Горнозаводского землетрясения 2006 г. ($M_w = 5.5$); 5 – Невельского землетрясения 2007 г. ($M_w = 6.1$); 6 – Чаплановского землетрясения 2009 г. ($M_w = 4.4$). Звездочками обозначены эпицентры главных событий.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

1. *Функция добротности среды и локальные грунтовые условия.* Первоначально осуществлялся расчет функции добротности по методике, описанной в [4] на основе базы данных с афтершоками Невельского землетрясения 2007 г. Общее количество используемых событий составило около 500 землетрясений. В расчетах функции затухания использовались вертикальные компоненты сейсмических записей, зарегистрированных опорными станциями. Усреднением по всем отобранным событиям для окна обработки $W = 20$ с была получена зависимость добротности среды от частоты для юга о. Сахалин по коду сейсмических волн:

$$Q_c(f) = 60 \cdot f^{0.80}$$

для диапазона частот от 0.25 до 20 Гц.

Полученная оценка затухания в области очаговой зоны афтершоков Невельского землетрясения 2007 г. близка к оценкам функции поглощения для центральной Японии [10]. Данная функциональная зависимость использовалась в оценках динамических характеристик очагов слабых землетрясений.

Для определения поправочных коэффициентов для поглощения под станциями использовались горизонтальные компоненты записей около 100 афтершоков Невельского землетрясения 2007 г., уверенно зарегистрированных опорными станциями. Поиск параметров поглощения k на основе полученных спектров осуществлялся нелинейной регрессией [11], с помощью которой производилась оптимизация модельной спектральной

функции с тремя искомыми параметрами – средним уровнем низкочастотной области спектра U_0 , корнер-частотой f_0 и искомым поправочным коэффициентом k , а также с независимой переменной f . Усреднением по всем событиям получен параметр k для четырех опорных станций, значение которого варьирует от 0.025 до 0.055.

2. *Сейсмический момент и радиус очага.* В качестве этапа, предваряющего количественные оценки спектральных параметров, выполнялось приведение каждой трехкомпонентной записи к направлениям объемных волн P , SV и SH , подходящих к пункту регистрации. В расчетах анализировались фрагменты записей SH -волн. Ширина окна обработки для SH -волн с момента первого вступления составляла не менее 7-8 с.

Используя в расчетах значения низкочастотного уровня спектра (параметра U_{cor}), полученные с помощью метода нелинейной регрессии, оценивались значения скалярного сейсмического момента M_0 , а затем, путем усреднения по всем записям данного события, рассчитывалось среднее значение скалярного сейсмического момента:

$$M_0 = \text{anti log} \frac{1}{N} \sum_i \log M_0^{(i)}, \quad (1)$$

где N – количество наблюдений. Для расчетов параметров очага привлекались данные не менее чем трех опорных станций. Среднее значение направленности излучения в очаге $R_{\theta\varphi}$ выбиралось равным 0.41 для SH -волн [1], плотность среды принималась равной $\rho = 2400 \text{ кг/м}^3$, скорость S -волн $v_S = 3.0 \text{ км/с}$ [4]. Помимо сейсмического момента M_0 по цифровым записям оценивался радиус очага R .

На рисунке 2 показано распределение сейсмического момента M_0 в зависимости от размера (радиуса) очага R для 92 очагов афтершоков Невельского землетрясения 2007 г., 30 очагов афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. и 8 очагов Чаплановского роя землетрясений 2009 года. Малое количество определений для Чаплановского роя обусловлено дефицитом пригодных к обработке данных. Линиями на рисунке 2 изображены изолинии сброшенного напряжения $\Delta\sigma$, рассчитанного по формуле для модели очага в виде круговой трещины [5]:

$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 R^3}. \quad (2)$$

Полученные оценки хорошо согласуются с оценками сброшенного напряжения для широкого диапазона магнитуд [7]. Связь размера (радиуса) очага R и сейсмического момента M_0 , характеризуется соотношением:

$$\log M_0 = (2.70 \pm 0.25) \cdot \log R + (7.60 \pm 0.64), \quad (3)$$

где сейсмический момент дан в Н·м, а размер (радиус) очага дан в м. Полученное выражение близко к аналогичным соотношениям для слабых землетрясений Каджон Пасс (Южная Калифорния, США; коэффициенты 3.04 и 6.71), для афтершоков Нортриджского землетрясения 1994 г. (M_w 6.7) (там же; коэффициенты 2.31 и 8.94) или для микроземлетрясений Mroneng mine (Южной Африки; коэффициенты 2.50 и 7.58) [7].

Значения сейсмических моментов были использованы для построения корреляционной зависимости M_0 от локальной магнитуды M_L (рис. 3):

$$\log M_0 = (1.32 \pm 0.04) \cdot M_L + (10.35 \pm 0.12). \quad (4)$$

Из рисунка 3 видно, что среднее соотношение между параметрами в рабочем диапазоне магнитуд ($2.4 \leq M_L \leq 4.3$) в определенном смысле не противоречит средней зависимости по мировым данным [2], которая построена для диапазона магнитуд $M_L > 4.5$ и близка к аналогичной зависимости для Северо-Западной Греции [9]. Оценка локальной магнитуды сейсмических событий M_L выполнялась с использованием калибровочной функции для юга о. Сахалин, полученной в работе [3].

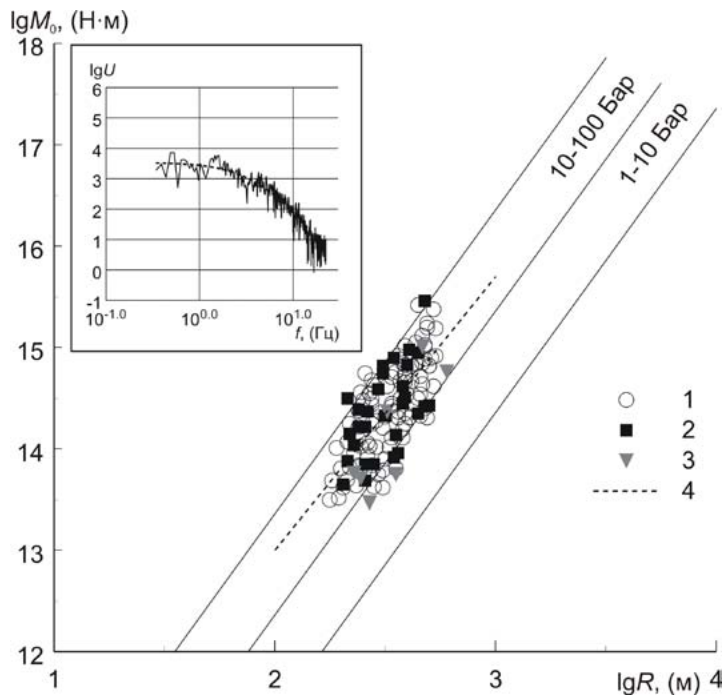


Рис. 2. Распределение сейсмического момента M_0 в зависимости от размера очага R :
 1 – для афтершоков Невельского землетрясения 2007 г.;
 2 – для афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г.;
 3 – для афтершоков Чаплановского землетрясения 2009 г.;
 4 – линейная аппроксимирующая связи для афтершоков Невельского землетрясения 2007 г.
 На врезке приведен пример амплитудного спектра смещений наблюдаемой сейсмограммы и модельного спектра по Бруну [6].

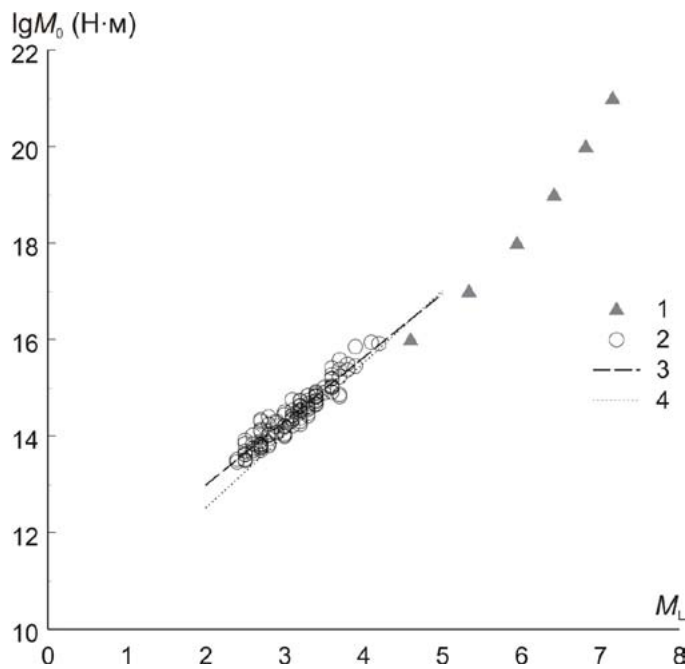


Рис. 3. Зависимость сейсмического момента M_0 от локальной магнитуды M_L :
 1 – среднемировая зависимость из работы [2];
 2 – значения M_0 и M_L , полученные в настоящей работе;
 3 – аппроксимирующая логлинейная зависимость (настоящая работа);
 4 – аппроксимирующая логлинейной зависимости [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для условий юга о. Сахалин получены массовые оценки сейсмического момента, размера (радиуса) очага и сброшенного напряжения для слабых и умеренных землетрясений юга острова с применением рассчитанной функции добротности среды и параметров локального поглощения под станциями по цифровым записям нескольких станций. Выявлена зависимость размера очага от сейсмического момента. Получена корреляционная зависимость между сейсмическим моментом и локальной магнитудой, не противоречащая среднемировой зависимости [2].

Авторы благодарны СФ ГС РАН за предоставленные данные по югу о. Сахалин.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00765 А).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х томах. Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 880 с.
2. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55-63.
3. Коновалов А.В., Сычев А.С. Калибровочная функция локальной магнитуды и межмагнитудные связи для Северного и Южного Сахалина // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: сб. докл. Девятой Международной сейсмологической школы. 2014. С. 370-376.
4. Коновалов А.В., Сычев А.С., Соловьев В.Н. Массовые оценки скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений на юге о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 66-75.
5. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
6. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journ. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, No. 26. P. 4997-5009.
7. Kwiatek G., Plenkers K., Dresen G. Source Parameters of Picoseismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // Bull. Seism. Soc. Am. 2011. Vol. 101. P. 2592-2608.
8. Ottemöller L., Voss P., Havskov J. Seisan earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSx. 2011. <https://www.uib.no/rg/geodyn/artikler/2010/02/software>.
9. Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N., Papaioannou C. S-wave spectral analysis of the 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence // J. Seism. 2002. Vol. 6. P. 219-236.
10. Stork A.L., Ito H. Source parameters scaling for small earthquakes observed at the western Nagano 800-m-deep borehole, central Japan // Bul. Seism. Soc. Am. 2004. Vol. 94, No. 5. P. 1781-1794.
11. Nonlinear Least Squares Regression (Curve Fitter). <http://statpages.org/nonlin.html>.

УДК 550.343

ОЦЕНКА МАСШТАБОВ ДАЛЬНИХ КОРРЕЛЯЦИЙ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.Н. Сычев¹, Л.М. Богомолов²

¹ Научная станция РАН, г. Бишкек, Киргизия;

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
sychev@gdirc.ru

Современные исследования указывают, что землетрясения обнаруживают признаки динамически сложных систем. К описанию таких систем можно подойти с точки зрения методов статистической физики и теории вероятностей. Первым и наиболее широко известным соотношением, является закон Гуттенберга-Рихтера:

$$P(E) \sim E^{-\gamma}.$$

Однако это распределение является эмпирическим и не может быть выведено из положений равновесной термодинамики.

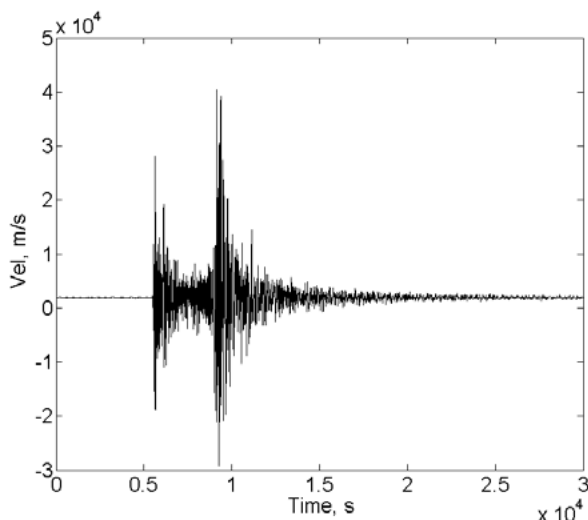


Рис. 1. Компонента ННЗ записи землетрясения 28.11.2012 г. в 05:30(UTC) с координатами эпицентра 41.89° с.ш., 77.7° в.д., $K = 11.62$.

В качестве параметра выбрана флуктуация безразмерной величины:

$$(P - \langle P \rangle) / \sigma_P,$$

где скобки $\langle \rangle$ означают осреднение по времени, $\sigma_P = \left(\langle P^2 \rangle - \langle P \rangle^2 \right)^{1/2}$ – среднеквадратичное отклонение отсчетов велосиграмы. Функция распределения плотности вероятностей и ее аппроксимация нормальным распределением представлены на рисунке 2.

Рисунок 2 демонстрирует, что для данного случая характерен негауссовый характер распределения, поэтому потребуется исследовать совокупность всех статистических моментов исследуемой величины. Для наблюдаемых процессов разрушения при землетрясении требуются уже другие законы распределения, способные описывать случайные процессы с памятью и дальними корреляциями.

Для того, чтобы описать процесс, в первую очередь необходимо определить его функцию распределения. Флуктуации амплитуд тривиального случайного процесса описываются гауссовой статистикой или нормальным законом распределения. Такое распределение будет иметь, например, классическое броуновское движение. Однако такие распределения не всегда встречаются на практике. К примеру, рассмотрим запись землетрясения 28.11.2012 г., произошедшего на территории Бишкекского геодинимического полигона (БПИ) и зарегистрированной станцией ААК сети KNET (рис. 1).

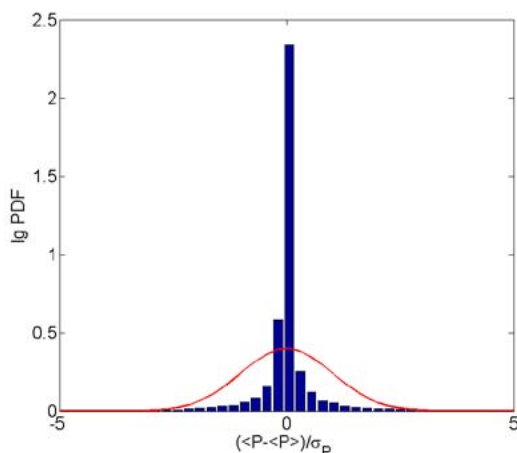


Рис. 2. Функция распределения плотности вероятностей и ее аппроксимация нормальным распределением для события, представленного на рисунке 1.

Для определения характеристик случайных процессов со стационарными приращениями, А.Н. Колмогоров [2] ввёл функции, названные структурными. Если случайная функция задана рядом $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$, то структурная функция порядка q определяется формулой

$$S(k) = \frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} |(x_{k+i} - x_i)^q|.$$

В инерционном диапазоне, который \gg диссипативного и \ll глобального, теория Колмогорова А.Н. предсказывает степенной закон зависимости структурной функции (момента порядка q) от масштаба. В отличие от пространственных корреляционных моментов, характеризующих внутреннюю связь между возмущениями всех пространственных масштабов, структурные функции определяют среднее значение возмущений определенного масштаба, который по порядку величины не превосходит расстояние между двумя точками рассматриваемых полей.

На рисунке 3 показано поведение структурных функций порядков $1 \div 9$ для события, представленного на рисунке 1. Структурные функции при расчетах нормированы на функцию распределения.

На рисунке 4 представлены отношения моментов структурных функций к структурной функции третьего порядка.

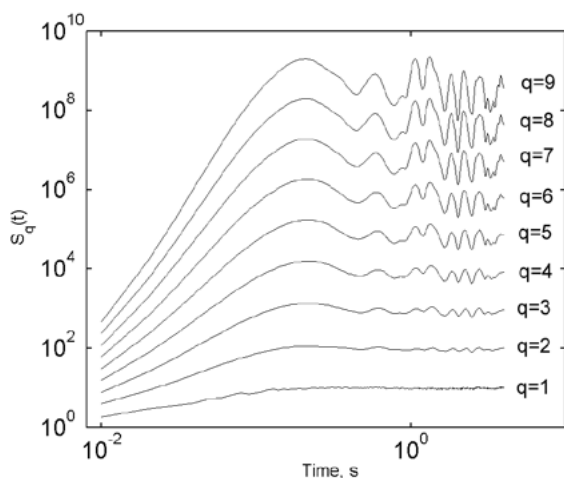


Рис. 3. Структурные функции порядков $q = 1 \div 9$.

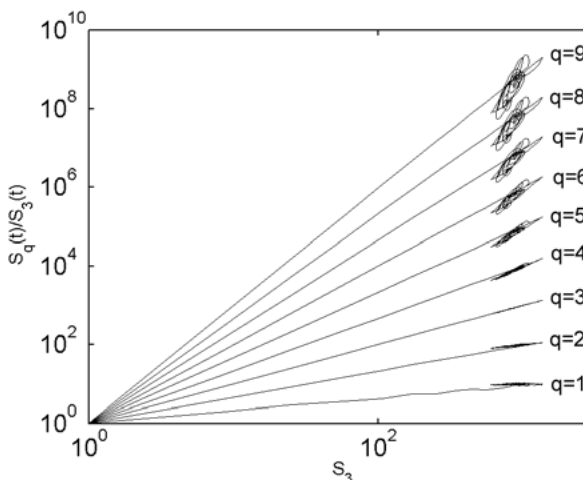


Рис. 4. Зависимость моментов структурных функций от структурной функции третьего порядка.

Наличие линейного участка на рисунках 3, 4 демонстрирует тривиальную автокорреляционную функцию. В свою очередь, по полученным графикам можно определить характерный размер корреляций. Инвариантность наблюдается на масштабах $0.01 \div 1$ с. Если скорость распространения волн составляет $2 \div 8$ км/с, то это соответствует линейному размеру $0.1 \div 2$ км. По Ризниченко Ю.В. [3] этому классу землетрясения соответствует радиус очага 0.97 км, что хорошо согласуется с полученной оценкой линейного размера корреляций для данного события. Таким образом, использование структурных функций позволяет оценить характерные масштабы корреляций в наблюдаемой системе.

Дополнительно продемонстрируем применение этого метода к анализу еще одного сигнала, сейсмоакустического шума (рис. 5), предварительно пояснив, с чем этот сигнал связан.

Для проведения глубинных электромагнитных зондирований с целью мониторинга кажущегося сопротивления на ИС РАН разработана и используется генераторная установка ЭРГУ-600-2, развивающая ток в активной нагрузке 600 А. В качестве нагрузки используется диполь-излучатель, расположенный в центральной части Бишкекского геодинимического полигона, ориентированный в направлении север - юг. В ряде работ [1, 4, 5] показана возможность влияния электромагнитных импульсов на сейсмогенные структуры. Отложенная, многоэтапная реакция среды, с длительной задержкой во времени, до сих пор не объяснена и требует дополнительных исследований. Для решения этих задач в непосредственной близости от излучающего диполя на территории ИС РАН оборудован измерительный пункт – подземный бункер, где размещены приемники сигналов сейсмоакустической эмиссии (САЭ) и сейсмического шума.

На рисунке 5 представлен результат регистрации такого САЭ во время проведения режимных зондирований на территории БГП: понедельник, 09.06.2014 г., первый сеанс зондирования. Функция распределения плотности вероятностей и ее аппроксимация нормальным распределением представлены на рисунке 6.

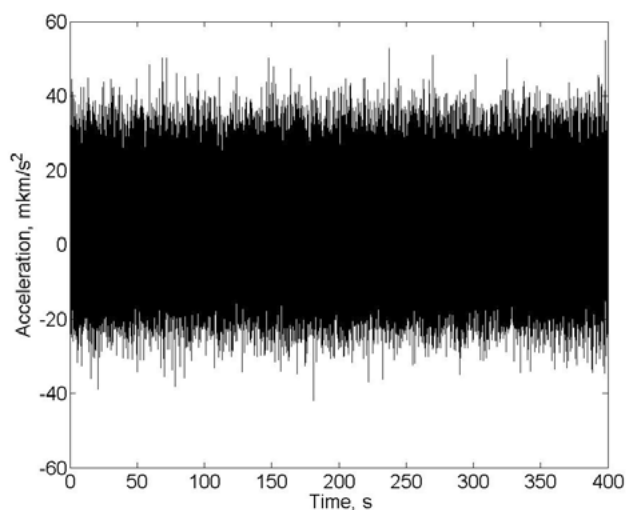


Рис. 5. Сейсмоакустический шум вблизи диполя.

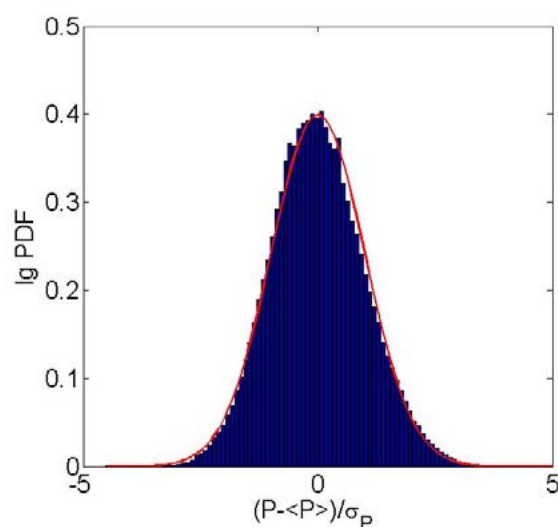


Рис. 6. Функция распределения плотности вероятностей и ее аппроксимация нормальным распределением для сейсмоакустического шума.

На рисунке 7 показано поведение структурных функций порядков $1 \div 9$ для сейсмоакустического шума (рис. 5).

На рисунке 8 представлены отношения моментов структурных функций к структурной функции третьего порядка.

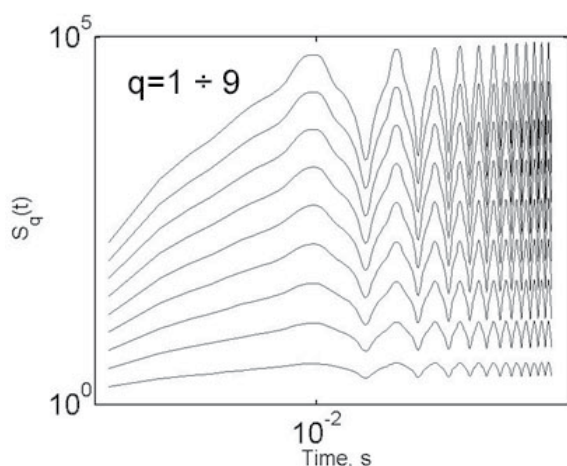
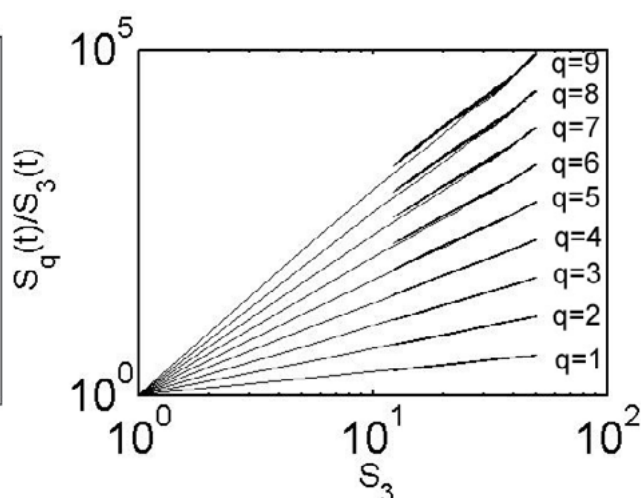
Рис. 7. Структурные функции порядков $q = 1 \div 9$.

Рис. 8. Зависимость моментов структурных функций от структурной функции третьего порядка.

Определен характерный размер корреляций. Инвариантность наблюдается на масштабах менее 0.01 сек. Если скорость распространения волн составляет 2 – 8 км/с, то это соответствует линейному размеру первых десятков метров. Т.е. режимные зондирования вызывают изменение на структурах порядка первых десятков метров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен анализ записей землетрясения и сейсмоакустического шума как сигналов системы с медленной динамикой: получены функции распределения, построены структурные функции порядков от 1 до 9, произведены оценки масштабов корреляций.

Исследование выполнено при частичной поддержке грантами РФФИ №15-05-06857, 14-05-00099 и Программой фундаментальных исследований Президиума РАН № 14.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Saarbrücken: reha gmbh, Издательский дом: Lambert academic press, 2011. 408 р.
2. Колмогоров А.Н. Рассеяние энергии при локально изотропной турбулентности // ДАН СССР. 1941. № 32, № 1. С. 19-21.
3. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: избр. тр. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 408.
4. Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Сычева Н.А. К вопросу о возможности влияния пусков МГД генераторов на вариации слабой сейсмичности Северного Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI век. Москва-Бишкек, 2008. Вып. 3. С. 172-186.
5. Сычев В.Н. Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2010. С. 316-325.

УДК 550.343(571.642)

О ВОЗМОЖНОСТИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ВРЕМЕНИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮГА САХАЛИНА ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ

И.Н. Тихонов¹, В.И. Михайлов², А.И. Мальшев³

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

²Сахалинский филиал Геофизической службы РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

³Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
i.tikhonov@imgg.ru

Сейсмическая активность Сахалинского региона характеризуется умеренным уровнем по сравнению с Курильской сейсмоактивной зоной. Землетрясения Сахалина сосредоточены по глубине в двух слоях: земной коре (на глубинах до 30 км) и мантии ($h = 250 \div 650$ км). Глубокофокусные (мантийные) землетрясения, связанные с Курильской сейсмофокальной зоной, не представляют серьезной сейсмической опасности и в данной работе не рассматриваются.

Сильные ($M \sim 5.0$ и более) землетрясения юга Сахалина (до 48.0° с.ш.) приурочены к трем основным системам глубинных разломов в земной коре: Ребун-Монеронской, Западно-Сахалинской и Центрально-Сахалинской, а также к их оперениям. Только за последние 10 лет здесь произошло 19 землетрясений с $M \geq 4.6$, в том числе, два наиболее сильных – Горнозаводское 17 августа 2006 г. ($M_w = 5.6$) и Невельское 2 августа 2007 г. ($M_w = 6.2$).

Отсутствие локальной сети сейсмических станций на юге Сахалине до 2003 г. не позволяло иметь детальный каталог землетрясений. Он не был полон даже для землетрясений с $M \geq 3.0$, что не позволяло ответить на вопрос, возможно ли краткосрочное прогнозирование сильных мелкофокусных землетрясений. После организации локальной сети автоматизированных сейсмических станций на юге Сахалина появилась возможность проведения подобных исследований по данным каталога землетрясений [1]. Но, к сожалению, пока только ретроспективно из-за отсутствия телеметрической системы сбора информации с отдельных пунктов наблюдений.

В данной работе ретроспективное прогнозирование времени возникновения сильных землетрясений выполнено на основе метода саморазвивающихся процессов (СРП) [2–5, 7]. Метод базируется на решении нелинейного дифференциального уравнения второго порядка:

$$d^2x/dt^2 = k |(dx/dt)^\lambda - (dx/dt)_0^{\lambda\alpha}|^{\alpha\lambda},$$

где параметр x – любая неубывающая количественная характеристика, естественным образом отражающая развитие процесса; k – коэффициент пропорциональности, а показатели степени λ и α определяют нелинейность развития процесса соответственно в окрестностях стационарного состояния ($(dx/dt) \approx (dx/dt)_0$) и на значительном от него удалении ($(dx/dt) \gg (dx/dt)_0$).

Для исследований динамики значительных отклонений процесса от стационарного состояния уравнение СРП упрощается до вида:

$$d^2x/dt^2 = k |(dx/dt)|^\alpha.$$

Для этого уравнения поиск закономерностей в развитии природных процессов оказывается более простой задачей. В отличие от первого уравнения, решения которого в общем случае не представимы в явном виде и требуют численного интегрирования, второе уравнение легко решается аналитически.

В качестве параметра x может использоваться либо кумулятивная сумма числа сейсмических событий N , либо аналогичная сумма для условной высвобожденной деформации D или энергии E . В работах [3–7] было показано, что положение вертикальной асимптоты T_a на оси

времени для зависимости, аппроксимирующей реальную последовательность активизации, хорошо совпадает с оценкой времени возникновения основного толчка последовательности T_0 .

Настройка алгоритма СРП была выполнена на данные каталога [1] и его пополнения для представительных событий с $M \geq 2.0$ за период 2003–2014 гг. Анализировались выборки из этого каталога, содержащие сейсмические события в нижней полусфере радиуса R с центром на глубине $H = 0$ км. Изучаемым параметром уравнения СРП явилась кумулятивная сумма числа толчков (N).

В ходе настройки алгоритма оценивался оптимальный радиус R , определяющий сейсмоактивный объем, из которого берется выборка землетрясений. Оптимальное значение радиуса должно обеспечивать достаточное количество землетрясений в выборке. Если их недостаточно (< 20), то результаты настройки будут нестабильны. Экспериментальным путем было установлено, что оптимальное значение радиуса R находится в диапазоне $R = 160$ – 170 км. Круг с таким радиусом покрывает всю сейсмоактивную зону юга Сахалина.

Кроме этого выявился очень важный факт, заключающийся в том, что для достижения высокой точности оценок параметра T_0 нет необходимости варьировать положение центра круговой области, подстраиваясь под вероятное положение эпицентра прогнозируемого землетрясения. Это значительно облегчает процедуру настройки алгоритма и моделирование в реальном времени. С учетом этого обстоятельства положение центра круговой области (47.0° с.ш., 142.5° в.д.) и ее радиус ($R = 166$ км) оставались неизменными.

Далее с помощью последней модификации алгоритма СРП было выполнено ретроспективное моделирование восьми последовательностей землетрясений с $M \geq 2.0$, непосредственно предвалявших все зарегистрированные землетрясения с $M \geq 4.6$. Из обработки исключались только афтершоки Невельского землетрясения 2007 г. с $M \geq 4.6$, близкие по времени к основному толчку. В итоге были построены математические модели нелинейного нарастания кумулятивной суммы числа слабых событий перед сильными землетрясениями (табл. 1).

Таблица 1. Результаты моделирования последовательностей сейсмических событий, предваляющих сильные землетрясения юга Сахалина

Дата, время в очаге землетрясения (UTC) и магнитуда	Характеристика обрабатываемой последовательности слабых толчков				Параметры модели СРП			Ошибка прогноза
	Начало выборки	Конец выборки	Длительность в сутках	Число событий	α	k	T_a	$\Delta T = T_a - T_0$, час:мин
30.05.2004 г. 02:52:12 $M = 4.8$	10.10.2003 20:44:53	30.05.2004 02:52:12	232.26	107	4.572	0.0835	30.05.2004 03:05:25	00:13
18.12.2004 г. 06:22:09 $M = 4.7$	23.09.2004 14:35:25	18.12.2004 06:22:09	85.65	47	2.590	0.1033	18.12.2004 06:22:09	00:00
25.06.2005 г. 17:17:33 $M = 4.6$	02.05.2005 22:31:31	25.06.2005 17:17:33	53.78	29	5.351	0.2448	25.06.2005 20:16:12	02:59
17.08.2006 г. 15:20:35 $M = 5.6$	18.05.2006 04:01:19	17.08.2006 15:20:35	91.47	41	3.650	0.1493	2006/08/17 15:38:08	00:17
02.08.2007 г. 02:37:36 $M = 6.2$	23.06.2007 10:56:06	2007/08/02 02:37:36	39.65	43	3.565	0.0360	2007/08/02 02:58:13	00:21
04.07.2013 г. 11:08:28 $M = 5.2$	29.06.2012 12:24:21	04.07.2013 11:08:28	369.95	450	6.459	0.0007	04.07.2013 11:08:51	00:23
25.11.2013 г. 03:23:53 $M = 5.2$	01.09.2007 15:21:28	25.11.2013 03:23:53	2276.50	341	6.736	1.6812	25.11.2013 03:23:53	00:00
16.12.2014 г. 13:26:31 $M = 4.6$	21.09.2014 09:38:22	10.12.2014 20:07:42	80.44	124	3.639	0.0038	16.12.2014 03:17:07	-10:09

Согласно данным последнего столбца этой таблицы ошибка прогноза времени возникновения толчков с $M \geq 4.6$ в шести случаях не превышают 23 мин, в оставшихся двух – 3.0 и 10.2 час. Что означает такая точность? Может быть, наконец-то, найдено решение самой сложной задачи – краткосрочного прогноза времени возникновения сильных землетрясений? Высокая точность прогноза момента сильного землетрясения не должна вводить нас в заблуждение. Да, по нашему мнению это заметный прорыв, но, к сожалению, еще далеко не окончательное решение данной задачи.

Во-первых, обработка проводилась ретроспективно, во-вторых, число обработанных последовательностей невелико и, в-третьих, выборки были максимально информативными, то есть использовалась вся последовательность слабых событий до момента возникновения главного землетрясения. При этом результат обработки в значительной степени определяется наличием отсчетов (событий) обрабатываемой зависимости, примыкающих к моменту основного толчка. При обработке в реальном времени обеспечить такую благоприятную ситуацию сложно. В реальных прогнозах, при регулярном пополнении каталога, всегда будет дефицит последних событий, определяющих нелинейность процесса перед прогнозируемым толчком. Поэтому при обработке данных в реальном времени точность оценки параметра T_0 будет ниже. Тем не менее, при оптимальном выборе интервала обработки наблюдается устойчивость оценок параметра T_a , что позволяет надеяться на удовлетворительные результаты и в реальных прогнозах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ким Ч.У., Семенова Е.П., Жердева О.А. и др. Каталог землетрясений юга Сахалина за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций). Владивосток: Дальнаука, 2011. 357 с.
2. Малышев А.И. Динамика саморазвивающихся процессов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 61-72.
3. Малышев А.И., Тихонов И.Н. Закономерности динамики форшок-афтершоковых последовательностей землетрясений в районе Южных Курильских островов // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 1. С. 134-137.
4. Малышев А.И., Тихонов И.Н. Некоторые закономерности сейсмичности региона Японии перед сильными землетрясениями за 1985–1988 гг. // Вулканология и сейсмология. 1996. № 3. С. 53-65.
5. Малышев А.И., Тихонов И.Н. Нелинейные закономерности развития сейсмического процесса во времени // Физика Земли. 2007. № 6. С. 37-51.
6. Тихонов И.Н. Методы и результаты анализа каталогов землетрясений для целей средне- и краткосрочного прогнозов сильных сейсмических событий. Владивосток, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 214 с.
7. Malyshev A.I., Tikhonov I.N. The nonlinearity of seismic process as result of studying JMA, USGS and some other seismic catalogues // XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (June 30 - July 11, 2003), Sapporo, Japan: Abstracts Week A. Sapporo, 2003. P. A.153.

УДК 551.24:550.34

ВОЛНОВАЯ МОДЕЛЬ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С МАГНИТУДАМИ М5–М6 ВДОЛЬ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ АМУРСКОЙ МИКРОПЛИТЫ

С.В. Трофименко^{1,2}

¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;

²Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск, Россия
urovsky@yandex.ru

Пространственно-временные модели сейсмичности базируются на наблюдаемых явлениях последовательной активизации структурных элементов земной коры в виде фрагментов разломов и границ блоков [18, 26] или отдельных областей сейсмоактивных зон в виде сейсмических кластеров [23, 7]. Для построения моделей сейсмичности привлекаются данные инструментальных сейсмологических наблюдений, исторических землетрясений и сейсмодислокаций [22, 6], рассматриваются различные модели «движения» эпицентров и гипоцентров землетрясений [25, 20].

Исследования по различным сейсмоактивным регионам показывают, что землетрясения, которые происходят в пределах континентальных границ микроплит и, в современной терминологии, формируют внутриплитные сейсмические зоны, требуют значительно более сложного моделирования, чем на границах глобальных плит литосферы [14, 19], и являются результатом взаимодействия между всеми структурными элементами сейсмоактивного региона.

Для внутриплитной сейсмической зоны Северного Китая [22] установлено, что на исторических интервалах времени изменение сейсмической активности кластеров меняется непредсказуемо в пространстве и времени, в отличие от наблюдаемых явлений миграции землетрясений в зонах субдукции [2, 7].

Это может свидетельствовать о том, что традиционные представления о сейсмогенерирующих структурах, контролирующих сейсмический процесс, в соответствие с упругой теорией отдачи, могут применяться только на ограниченных интервалах времени [1]. В рамках открытых диссипативных систем разломы образуют сложные взаимодействующие структуры, динамика которых не может быть объяснена с учетом поведения каждого отдельного разлома [22 и др.].

Несмотря на наличие многочисленных исследований и различных подходов к моделированию континентальной сейсмичности [15, 16, 17, 24, 27], вопросы геолого-геофизического обоснования, физических и математических моделей их описания до настоящего времени носят не просто дискуссионный, но, зачастую, противоречивый характер. В первую очередь это касается вопросов изучения миграции землетрясений, что достаточно подробно изложено в обзорной работе [1].

При изучении сейсмичности вдоль северной границы Амурской микроплиты, от 120° до 144° в.д. и от 44° до 60° с.ш., установлено группирование эпицентров землетрясений вдоль тектонических структур различного генезиса в различные периоды в течение годового цикла (рис. 1). Данный результат соответствует разбиваемыми теоретическим моделям, в рамках которых внутриконтинентальная сейсмичность ассоциируется с коллективной активизацией систем разломов [12, 21 и др.] под действием волновых процессов в литосфере [13].

Разработанная модель движения блоков и сейсмических циклов [28] на основе нелинейных деформационных волновых процессов [13] позволила ассоциировать направленную миграцию сейсмической активности с прохождением в блоковой геологической среде волны деформации типа «сжатие–расширение». Вследствие воздействия на геологическую среду деформационной волны «сжатие–расширение» формируется пространственная синхронизация сейсмической активности в различные месяцы года в среднем через (3.5–4⁰), см. статью Меркуловой и др. в настоящем сборнике.

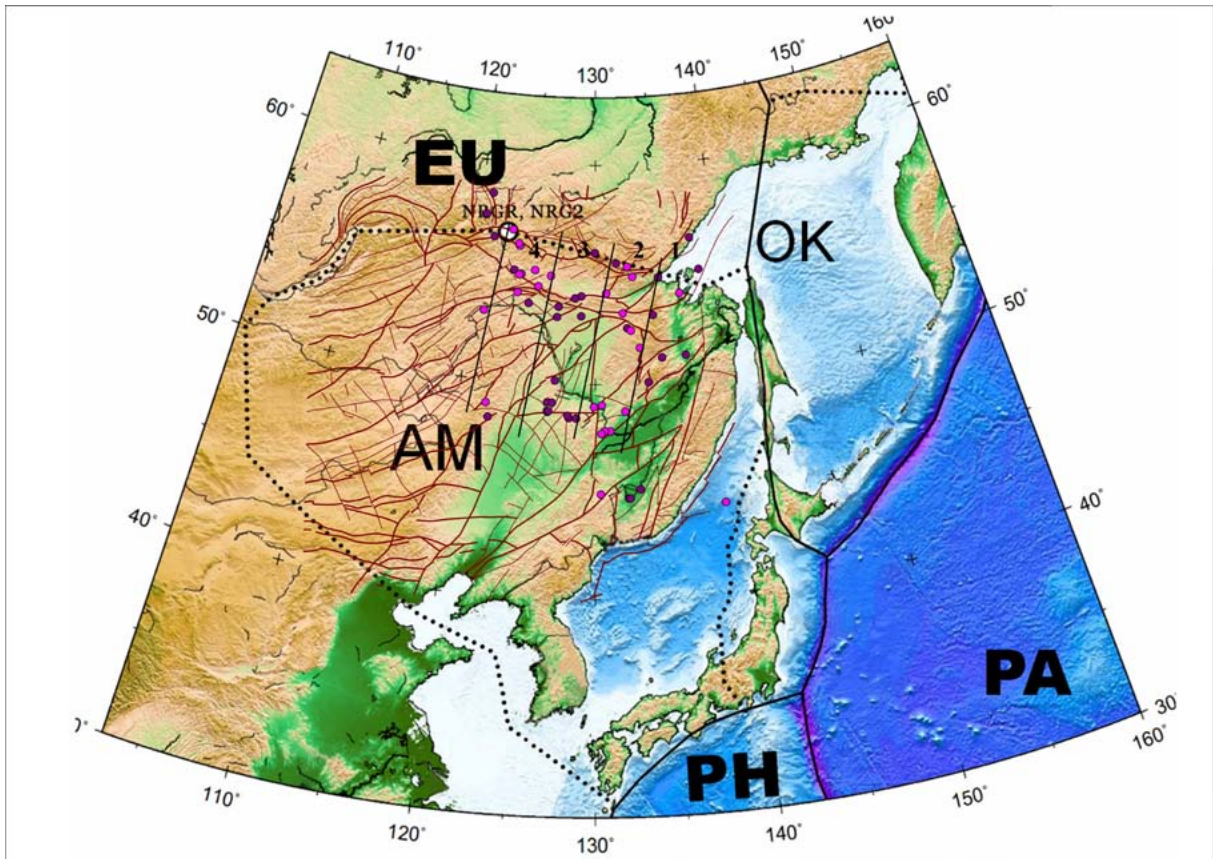


Рис. 1. Группирование эпицентров землетрясений вдоль северной границы Амурской микроплиты: 1-4 – области группирования землетрясений в фазах «сжатия–расширения» земной коры. Разломы вынесены с различной толщиной линий. NRRGR и NRG2–GPS – пункты для моделирования волновых процессов.

В процессе изучения движения блоков земной коры [28] было установлено, что для случая радиальной силы, действующей на i -й блок и отклоняющей его на угол ψ , уравнение движения блока можно представить в виде (рис. 2):

$$I \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \sum_{i=1}^n M_i, \quad (1)$$

где $\sum_{i=1}^n M_i$ – сумма моментов сил, действующих в системе блоков. Для системы из трех одновременно взаимодействующих блоков (цепочка связанных маятников) из (1) следует

$$I \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = -mgl \sin \psi + \tau d^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2}, \quad (2)$$

где $mgl \sin \psi$ – момент силы тяжести, m – сосредоточенная масса, l – длина стержня (высота блока), $\tau d^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2}$ – сумма моментов сил кручения со стороны соседних блоков, τ – постоянная кручения пружин, d – приращение (увеличение или уменьшение в зависимости от типа движения) расстояния между блоками, I – момент инерции блока.

В обозначениях $\omega^2 = mgl / I$ и $c^2 = \tau d^2 / I$ и при переходе к безразмерным переменным $t' = \omega t$ и $x' = x\omega / c$ уравнение баланса сил (2), действующих при перемещении блоков, преобразуется в каноническое уравнение sin-Гордона:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x'^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial t'^2} = \sin \psi. \quad (3)$$

Одно из возможных решений уравнения (3) называется бризером (динамическим солитоном) и представляет собой стоячую волну сжатия и расширения среды в виде нелинейной функции с неподвижным центром тяжести:

$$\psi(x', t) = 4 \arctg \left[\left(\frac{\sqrt{1 - \omega^2}}{\omega} \right) \frac{\sin(\omega t')}{\text{ch}(x' \sqrt{1 - \omega^2})} \right], \quad (4)$$

где ω – внутренняя частота колебаний бризера.

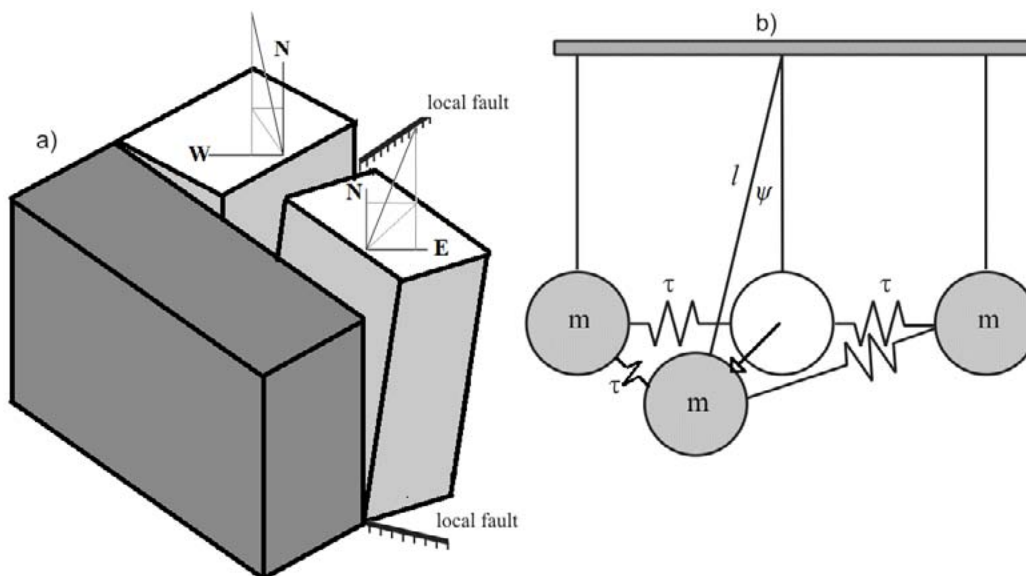


Рис. 2. Иллюстрация движений блоков по шарнирам в вертикальной плоскости: а – модель движения блоков по разломам северо-восточного и северо-западного направления со схемами разложения полного вектора на компоненты; б – модель движения блоков в виде трех связанных маятников.

Сравнение статистических кривых распределения землетрясений и результатов моделирования движения блоков земной коры в годичных циклах показало, что экстремальные значения кривых распределения землетрясений относятся к июлю и январю.

Расчеты показали также, что форма кривой скорости изменения модуля вектора горизонтального смещения блока соответствует форме кривой изменения угловой скорости вращения Земли [11] (наличие минимумов в точках равноденствия и максимумов в периоды солнцестояния с опережением на один месяц [28]).

Для количественной оценки влияния движения блока на сейсмический режим рассчитаны коэффициенты корреляции между средними значениями амплитуд смещения блока и количеством землетрясений. Установлено, что при приближении блока к точкам разворота движения в январе количество землетрясений возрастает, а в июне–июле (положительный знак смещения) – убывает. В марте положительному смещению пункта на север, наоборот, соответствует увеличение количества землетрясений. Такой же эффект наблюдается и в сентябре, лишь с тем отличием, что фиксируется эффект регрессии. Максимумы коэффициента корреляции приходятся на минимальную скорость смещения, а минимумы – на максимальную.

Это означает, что одной из причин изменения фоновой сейсмичности является кинематическое взаимодействие блоков вследствие неравномерности вращения Земли в течение года. Именно этот факт послужил основанием для группирования землетрясений не по фазам земных приливов, как это принято [3, 8, 10], а по фазам прохождения волны «сжатия–расширения».

Математическое моделирование и геометрические построения позволили сделать вывод о том, что сейсмический процесс, отражающий поле современных внутриконтинентальных эпицентров землетрясений, на фоне случайного распределения отдельно взятого землетрясения

в пространстве и времени, формируется под воздействием внешних периодических силовых полей и отражает коллективное поведение, механически связанных систем разломов, в виде одновременной активизации кластеров в интервале магнитуд от $M = 5$ до $M = 6$ и послужили основанием для принятия рабочей гипотезы о взаимозависимой активизации разнородных структурных элементов земной коры под воздействием деформационных волн типа «сжатие–расширение».

При моделировании использованы каталоги землетрясений [4, 5, 9].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке государственного задания №5.1771.2014/К Министерства образования и науки России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А. Миграция коровых землетрясений // *Динамические процессы в геофизической среде*. М.: Наука, 1994. С. 149-167.
2. Викулин А.В. Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // *Вулканология и сейсмология*. 1992. № 1. С. 46-61.
3. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., М. ван Раумбеке, Ардюков Д.Г., Лаврентьев М.Е., Седусов Р.Г. Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири // *Физическая мезомеханика*. 2008. № 11. С. 81-93.
4. Землетрясения России в 2004-2008 гг. Обнинск: ГС РАН, 2007-2010.
5. Землетрясения Северной Евразии в 1992-1998 гг. Обнинск: ГС РАН, 1997-2004.
6. Имаев В.С., Стром А.Л., Чипизубов А.В. и др. Перспективы использования лазерного сканирования при проведении палеосейсмологических исследований в Сибири // *Геотектоника*. 2013. № 3. С. 78.
7. Кузнецов И.В., Кейлис-Борок В.И. Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // *ДАН*. 1997. Т. 355, № 3. С. 389-393.
8. Николаев А.В. Реакция сильных землетрясений на фазы земных приливов // *Физика Земли*. 1996. № 11. С. 49-58.
9. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 104 с.
10. Салтыков В.А., Иванов В.В., Кугаенко Ю.А. Воздействие земных приливов на сейсмичность перед землетрясением 13 ноября 1993 года $M_w=7.0$ (Камчатка) // *Физика Земли*. 2004. № 7. С. 25-34.
11. Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // *Вестник РАН*. 2004. Т. 74, №8. С. 701-715.
12. Ben-Zion Y. Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes // *Rev. Geophys.* 2008. Vol. 46. RG4006. doi:10.1029/2008RG000260.
13. Bykov V.G. Sine-Gordon equation and its application to tectonic stress transfer // *Journal of Seismology*. 2014. 18. P. 497-510.
14. Dawson J., Cummins P., Tregoning P., Leonard M. Shallow intraplate earthquakes in Western Australia observed by Interferometric Synthetic Aperture Radar // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. B11408. doi:10.1029/2008JB005807.
15. Frese R.R.B., Jeong Woo Kim, Orlando Hernandez, Hyung Rae Kim, Mohamad F. Asgharzadeh Assessing intraplate earthquake hazards from satellite geopotential field observations // *Earth Planets Space*. 2008. Vol. 60. P. 487-495.
16. Hough S.E., Seeber L., Armbruster J.G. Intraplate Triggered Earthquakes: Observations and Interpretation // *BSSA*. 2003. Vol. 93, No. 5. P. 2212-2221.
17. Lio Y., Kobayashi Y. A physical understanding of large intraplate earthquakes // *Earth Planets Space*. 2002. Vol. 54. P. 1001-1004.

18. Jacques E., Ruegg J.C., Lépine J.C., Tapponnier P., King G.C., Omar A. Relocation of $M \geq 2$ events of the 1989 Dobi seismic sequence in Afar: evidence for earthquake migration // *Geophys. J. Int.* 1999. Vol. 138. P. 447-469.
19. Lam N., Wilson J. Displacement modeling of intraplate earthquakes // *Journal of Earthquake Technology*. 2004. Paper No. 439. Vol. 41, No. 1. P. 15-52.
20. Li X.-F., Shibazaki B. 3D modeling of earthquake cycles of the Xianshuihe fault, southwestern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. Vol. 96, No15. P. 205-212.
21. Liu M., Yang Y., Shen Z., Wang S., Wang M., Wan Y. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics, in *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues* / edited by S. Stein and S. Mazzotti. Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 2007. Vol. 425. P. 299-318. doi:210.1130/2007.2425(19).
22. Liu M., Stein S., Wang H. 2000 years of migrating earthquakes in North China: How earthquakes in midcontinents differ from those at plate boundaries // *Lithosphere*. 2011. No 3. P. 128-132. doi:10.1130/L129.1.
23. Loo H.Y., Galo, X.L., Sun, J.X., Mikumo, T., Hirahara, K., Yoshioka S. Three-dimensional numerical modeling of earthquake migration along a northwestern Pacific seduction slab. // *Geophys. Res. Lett.* 1992. Vol. 19, Iss. 3. P. 313-316.
24. Lu Y., Yang S., Chen L., Lei J. Mechanism of the spatial distribution and migration of the strong earthquakes in China inferred from numerical simulation // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 40, No 4. P. 990-1001.
25. Molchanov O.A. Underlying mechanism of precursory activity from analysis of upward earthquake migration // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2011. No11. P. 135-143.
26. Roland E., McGuire J.J. Earthquake swarms on transform faults // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 178. P. 1677-1690. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04214.x.
27. Talwani P. Fault geometry and earthquakes in continental interiors // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 305. P. 371-379.
28. Trofimenko S.V., Bykov V.G. The model of crustal block movement in the South Yakutia geodynamic testing area based on GPS data // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2014. Vol. 8, No 4. P. 247-255. doi: 10.1134/S1819714014040071.

УДК 550.343.4

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ Г. УЛАН-УДЭ)

Ц.А. Тубанов¹, В.И. Джурик², Е.В. Брыжак², А.Д. Базаров¹, Б.Р. Эрдынеев¹

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия;

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
ttsyren@gmail.com

Город Улан-Удэ расположен в сейсмически активном районе и характеризуется согласно картам ОРС-97 (А, В, С) интенсивностью сотрясений в 8, 8 и 9 баллов для средних грунтовых условий [2] и трехуровневой сейсмической опасности – 10% (А), 5% (В) и 1% (С). Так же по результатам анализа макросейсмических данных отмечается, что максимальный сейсмический эффект от сильных землетрясений за исторический период для г. Улан-Удэ не превышает 7 баллов. Он обязан двум событиям, произошедшим в Южном и Центральном Байкале: Цаганское (12.01.1862 г.; $M = 7.5$) и Среднебайкальское (29.08.1959 г.; $M = 6.8$) землетрясения [3, 5]. Ранее, согласно СНиП II-A.12-69*, исходная сейсмическая опасность территории г. Улан-Удэ оценивалась в 7 баллов и относилась к участкам со средними геологическими условиями. С введением в действие главы СНиП II-7-81 с 1 января 1982 г. обосновывается исходная сейсмическая опасность территории города равная 8 баллам, что соответствует повторяемости сейсмических воздействий один раз в 1000 лет и отвечает карте (В) согласно СНиП II-7-81* (актуализированная редакция). Нормативные документы для объектов строительства и расчетов их сейсмостойкости определяют необходимость количественной оценки параметров сейсмических воздействий. Это предполагает построение карты сейсмического микрорайонирования (СМР) территории города на новой вероятностной основе, в масштабе 1:25000–1:5000. Предшествовать ей должны этапы построения карт общего сейсмического районирования (ОСР) и детального сейсмического районирования (ДСР) территории, включающей г. Улан-Удэ, в более мелких масштабах. Таким образом, задачей СМР для г. Улан-Удэ является уточнение данных общего сейсмического районирования и определение локальных вариаций сейсмической опасности городской территории. Основой таких исследований является комплексирование инженерно-геологических, инструментальных и расчетных методов [1, 4].

Территория г. Улан-Удэ, исходя из инженерно-геологических условий (уровень грунтовых вод, литология, мощность рыхлых отложений), по сейсмическим свойствам характеризуется 7 сейсмогеологическими моделями, в которые вошли наиболее представительные типы грунтов. Для построения моделей, определяющих влияние локальных условий, мы использовали данные о параметрах сейсмических волн, представленных в обобщенном виде с учетом состава и состояния грунтов. Модель эталона № 1 (табл. 1) характеризует коренные породы для 8-балльной зоны. Расчетные ускорения соответствуют сейсмической опасности на один балл меньшей, чем для средних грунтов. Максимальное ускорение составляет 98 см/с^2 и 53 см/с^2 для горизонтальной и вертикальной компонент соответственно. Спектр ускорений имеет максимум на уровне 0.7 в интервале частот $1.12 \div 4.93$ Гц для горизонтальной и $1.17 \div 2.34$ – для вертикальной компоненты.

Для модели «эталона» № 2, представленной 10-метровым слоем водонасыщенных средних по составу грунтов, значения ускорений масштабированы, на данном этапе исследований, на ускорение для максимальной компоненты 397 см/с^2 , а для вертикальной – 173 см/с^2 . Это соответствует сейсмической опасности, равной 9 баллам – на один балл больше исходной для средних неводонасыщенных грунтов. Резонансная частота равна 12.79 Гц, а основной максимум спектра приходится на частоты 1.56 и 1.51 Гц и максимальная спектральная плотность составляет 85.3 и 51.9 см/с для EW и Z компонент соответственно.

Таблица 1. Основные параметры расчетных акселерограмм и соответствующих им спектров для моделей 1–7

№ модели, типовой разрез	Максимальное ускорение \ddot{A}_{max} , (см/с ²)	Максимальное значение спектра S_{max} , (см/с)	Частота основного максимума спектра, (Гц)	Интервал частот для $0,7 \times S_{max}$ (f), (Гц)	Резонансная частота рыхлых слоев, (Гц)
Горизонтальная компонента – EW					
1	98	28.6	1.56	1.12-4.93	-
2	397	85.3	1.56	1.12-12.65	12.79
3	171	34.6	12.16	1.42-12.65	11.28
4	186	47.6	4.74	4.44-6.98	5.86
5	410	99	4.74	1.27-9.62	6.79
6	154	48.3	1.56	1.37-4.83	2.29
7	398	130	1.56	1.27-4.88	2.2
Вертикальная компонента – Z					
1	53	17.4	1.51	1.17-2.34	-
2	173	51.9	1.51	1.22-2.34	12.79
3	64	17.9	1.51	1.22-7.67	11.28
4	81	19.4	2.15	1.27-7.86	5.86
5	199	53.8	1.51	1.22-7.62	6.79
6	86	34.4	2.15	1.42-2.39	2.29
7	223	84.6	2.15	1.32-2.34	2.2

Остальные модели (№№ 3–7) характеризуют преобладающие по сейсмической опасности участки территории города и так же охватывают участки с различным состоянием грунтов и глубиной залегания эталонных коренных пород от 10 до 80 м. Модели 3, 4 и 6 в общем соответствуют рыхлым неводонасыщенным грунтам различной мощности. Сейсмическая опасность площадок, представленных такими грунтами, оцененная по методу сейсмических жесткостей, составляет 7.8 ÷ 8.2 баллов. Максимальные ускорения для этого состояния грунтов меняется от 154 до 186 см/с² – для горизонтальной компоненты (EW) и от 64 до 86 см/с² – для вертикальной компоненты (Z). Модели 5 и 7 представлены сверху водонасыщенными грунтами мощностью 22 и 80 м. Они характеризуются максимальными ускорениями 398 ÷ 410 см/с² – для горизонтальной и 199 ÷ 223 см/с² – для вертикальной компоненты. Величины расчетных ускорений указывают на сейсмическую опасность равную 9 баллам. Это на один балл больше, чем исходная сейсмичность, для средних неводонасыщенных грунтов. Для данных моделей резонансная частота составляет 6.75 (№ 5) и 2.2 (№ 7) Гц. Расчетная спектральная плотность достигает своего максимума в интервале частот 1.51 ÷ 4.74 Гц и меняется от 99 до 130 см/с для компоненты EW и от 53.8 до 84.6 см/с для компоненты Z. Резонансная частота водонасыщенных слоев, при увеличении их мощности от 22 до 80 м, снижается от 6.79 Гц до 2.2 Гц.

Используя результаты теоретических расчетов, данные экспериментальных измерений, имеющиеся инженерно-геологические и гидрогеологические сведения проведено обобщение данных распределения в пределах городской территории основных параметров сейсмических воздействий. К участкам с вероятной максимальной интенсивностью в 9 баллов отнесены площади пойменных и первой надпойменной террас, сложенных аллювиальными отложениями, представленные песками, глинистыми грунтами, галечниками с глубиной залегания грунтовых вод менее 5 метров. В эту же зону, возможно, будет включена и ослабленная северная приразломная зона. Этой зоне соответствуют сейсмогрунтовые модели 2 и 7. Максимальные ускорения для этой зоны – 410 см/с² и 223 см/с² для горизонтальной компоненты (NS) и вертикальной (Z) компонент, соответственно. К участкам с относительно высоким уровнем сейсмической опасности 8 и 9 баллов (переходная зона) отнесена толща мелких пылеватых песков левобережной террасы р. Уды (модели 4 и 5). Максимальные ускорения для этой зоны лежат в интервалах 154÷410 см/с² и 64÷223 см/с² для NS и Z компонент, соответственно. На участках слабонаклонных поверхностей террас рек Уды и Селенги с глубиной залегания грунтовых вод на уровне от 8 до 20 м можно ожидать сейсмические воздействия в 8 баллов (модели 3–4). Максимальные ускорения для этой зоны – 186 см/с² и 86 см/с² для NS и Z компонент, соответственно. К участкам

7-балльной зоны отнесена область распространения скальных и полускальных пород, за исключением зон тектонических нарушений (модель 1). Максимальные ускорения для этой зоны – 98 см/с² и 53 см/с² для NS и Z компонент, соответственно. Необходимо отметить, что в каждой из обобщенных зон по сейсмической опасности при СМР могут быть выделены участки от 7 до 9 баллов. В этом случае они могут уточняться путем дальнейшей детализации расчетных моделей по стандартной методике.

Таким образом, путем использования косвенных инструментальных методов сейсмического микрорайонирования дана характеристика преобладающих типов грунтов на территории города по скоростям продольных и поперечных волн. Проведена оценка приращений сейсмической балльности по способу акустических жесткостей и установлены их величины для песчаных гравийно-галечных отложений (обводненных и необводненных). Расчеты проведены относительно выбранного эталона, скальный грунт со средними значениями скоростей в верхнем 10-метровом слое.

На начальном этапе прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений для грунтовых оснований на территории г. Улан-Удэ использованы основные параметры сильных движений грунта в Байкальской рифтовой зоне за последние десять лет. Сформированный, в первом приближении, исходный сейсмический сигнал учитывает основные параметры зон ВОЗ и полученные ранее эмпирические зависимости основных динамических характеристик ускорений грунта от магнитуды и расстояния. Они позволяют прогнозировать записи акселерограмм для различных эпицентральных расстояний и магнитуд и в дальнейшем, при использовании частотных характеристик, могут приниматься в качестве исходных сигналов как наиболее обоснованные для территории г. Улан-Удэ.

Показана возможность использования полученного исходного сигнала и проведены теоретические расчеты для вероятных сейсмогрунтовых моделей, характеризующих коренные породы (грунты 1-й категории), средние грунты (2-й категории) и водонасыщенные (3-й категории). Дана оценка сейсмических воздействий для зон с исходной сейсмичностью 8 баллов, и, используя модели эталона, для 9-балльной зоны с различной по мощности грунтовой толщей водонасыщенных и неводонасыщенных грунтов.

Таким образом, оценка сейсмической опасности территории г. Улан-Удэ должна быть основана на детальности измерений и точности параметров картирования сейсмических воздействий на уровне, не хуже, чем предусмотрено требованиями проектирования сейсмостойкого строительства к масштабу для ответственных зданий и сооружений территории. Это достигается плотностью рекомендуемых инструментальных инженерно-сейсмологических измерений, результаты которых, при необходимости, могут использоваться для создания карт и планов более мелких масштабов с помощью технологий ГИС. Исходными материалами для создания цифровой карты сейсмического микрорайонирования должны быть топографические и специальные инженерно-геологические, гидрогеологические карты и планы мощности рыхлых отложений, различные справочные материалы и другие источники.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф., Брыжак Е.В., Усынин Л.А., Шагун А.Н., Ескин А.Ю. К районированию сейсмической опасности территории г. Иркутска // Изв. Иркутского гос. ун-та. Серия: Науки о Земле. 2011. Т. 4, №2. С. 61-82.
2. Карта общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1:8 000000. М.: Министерство науки и технологий РФ, ОИФЗ им. О. Ю. Шмидта, 1999. 57 с.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / отв. ред. Н.В. Шебалин, Н.В. Кондорская. М.: Наука, 1977. 535 с.
4. Джурик В. И. и др. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность: методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988. 224 с.
5. Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. Иркутск: Иркутское кн. изд-во, 1960. 36 с.

УДК 550.343.62

**ОТРАЖЕНИЕ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ($M > 7.5$)
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА
В ПОЛЕ ПОЧВЕННОГО РАДОНА
НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ**

П.П. Фирстов, Е.О. Макаров

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
firstov@emsd.ru

ВВЕДЕНИЕ

Процессы дегазации Земли, протекающие неравномерно как в пространстве, так и во времени, в значительной степени контролируются распределением и величиной напряжений в разломных зонах земной коры различной иерархии. Миграция газов в верхней толще земной коры определяется диффузионными и фильтрационными свойствами горных пород, зависящих от их проницаемости, пористости и трещиноватости. В тоже время, на фильтрационные свойства геосреды и выделение радиоактивных газов из пород оказывают влияние вариации поля напряжений [15]. Поэтому изменения напряженно-деформированного состояния геосреды должны находить отражение в динамике подпочвенного воздуха [3, 9]. Наиболее технологичным методом в геохимических исследованиях с целью прогноза землетрясений является регистрация радона (^{222}Rn) в подпочвенном воздухе. Перспективность сейсмоэманационного метода с целью мониторинга геодинамических процессов, в частности, прогноза землетрясений и горных ударов, показана во многих работах [1, 8–14, 16–20].

Сейсмичность зоны субдукции района полуострова Камчатка определяется взаимодействием Евразийской и Тихоокеанской плит, когда эпицентры наиболее сильных землетрясений располагаются на дне Тихого океана и значительном расстоянии от пунктов регистрации. Как следует из работ [4, 14], перед 60% землетрясений с $M > 5.5$ с эпицентрами в зоне субдукции района Авачинского залива, в поле почвенного Rn наблюдались бухтообразные предвестники со временем упреждения 1–8 суток. В тоже время на длительном временном ряде (15 лет) наблюдаются многолетние тренды, связанные с геодинамическими процессами в зоне субдукции [12].

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне с целью поиска предвестников сильных землетрясений, начиная с октября 1997 г., непрерывно работает сеть пунктов регистрации Rn в подпочвенном воздухе рыхлых отложений [13]. В настоящее время датчиками на всех пунктах являются газоразрядные счетчики типа СБМ-19, позволяющие вести пассивную регистрацию концентрации Rn по β -излучению его дочерних короткоживущих продуктов распада [8]. Как правило, газоразрядные счетчики располагаются в зоне аэрации в заборной емкости (ведро – 10 л) на глубинах один и два метра. Пункты мониторинга оснащены автоматизированными комплексами регистрации концентрации почвенных газов (РКПГ), созданными на базе серийных регистраторов ALMEMO и дополнительных устройств, разработанных авторами. РКПГ позволяет регистрировать одновременно количество импульсов со счетчиков СБМ-19 и другие параметры (концентрация H_2 , CO_2 и метеорологические величины) [5].

Пункты сети расположены в различных структурных элементах побережья Авачинского залива и, кроме того, каждый пункт имеет свои особенности строения элювиально-делювиальных отложений зоны аэрации, где размещаются газоразрядные датчики. Это дает основание предполагать различный отклик в динамике Rn в зависимости от местоположения очагов землетрясений. При этом каждый пункт имеет свою индивидуальную тензочувствительность.

Опорный пункт сети «Паратунка» (ПРТ), расположен на речной террасе ручья Коркина, трассирующего субширотный разлом в пределах Паратунского грабена, к которому приурочена геотермальная система. Ниже по течению ручья в 700 м от ПРТ находятся выходы термальных вод с содержанием растворенного $Rn \sim 1.5$ кБк/м³. В трех точках ПРТ регистрируются концентрация почвенных газов и метеорологические величины: атмосферное давление и температура воздуха (всего 10 датчиков).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Мониторинг почвенного Rn на Камчатке начался в конце октября 1997 г. На первом этапе регистрация в ПРТ осуществлялась в зоне влагонасыщения (ЗВ) с помощью радиометра РГА-01 два раза в сутки. Начало бухтообразной аномалии, с превышением на $\sim 400\%$ над фоном, зарегистрировано 9 ноября, т.е. за 28 суток до Кроноцкого землетрясения с $M = 7.7$, произошедшего 5 декабря 1997 г. на расстоянии 402 км от ПРТ (рис. 1). Этот обнадеживающий случай дал толчок развитию сети пунктов регистрации концентрации Rn подпочвенном воздухе на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне [11].

Непрерывные кондиционные временные ряды концентрации почвенного Rn с частотой дискретизации 10–30 минут, были получены после установки цифровых радиометров в октябре 2000 г. (рис. 2, 2007 г.). Данные за 15-летний период подвергались барокомпенсации и усреднению в полусуточном окне, а затем сглаживанию скользящим средним по пяти точкам с целью фильтрации «высокочастотной» составляющей [12].

На рисунке 2 четко выделяется годовая составляющая объемной активности радона (ОА Rn), обусловленная сезонным изменением температуры гелиотермозоны рыхлых отложений и уровнем грунтовых вод (УГВ). В осенне-зимний период происходит промерзание гелиотермозоны и уменьшение ее проницаемости, приводящей к увеличению ОА Rn в ЗВ. Весной, когда температура воздуха принимает плюсовые значения, за счет инфильтрации талых вод наблюдается подъем УГВ, который приводит к уменьшению ОА Rn на 20–25%. Последующее уменьшение УГВ сопровождается увеличением столба подпочвенной атмосферы в рыхлых отложениях и, соответственно, резким уменьшением ОА Rn в зоне аэрации и возрастанием её в ЗВ. На Камчатке хорошо выражены два периода подъема УГВ – весенний и осенний. В летний период прогрев гелиотермозоны способствует увеличению проницаемости, особенно в сухую погоду, и увеличению ОА Rn в зоне аэрации [13]. С целью выделения долгосрочных предвестников сильных землетрясений, из временного ряда ОА Rn ЗВ вычиталась сезонная компонента по аддитивной модели [2], и полученная кривая ОА Rn сопоставлялась с наиболее сильными землетрясениями, произошедшими за период с 1.10.2000 г. по 20.02. 2015 г.

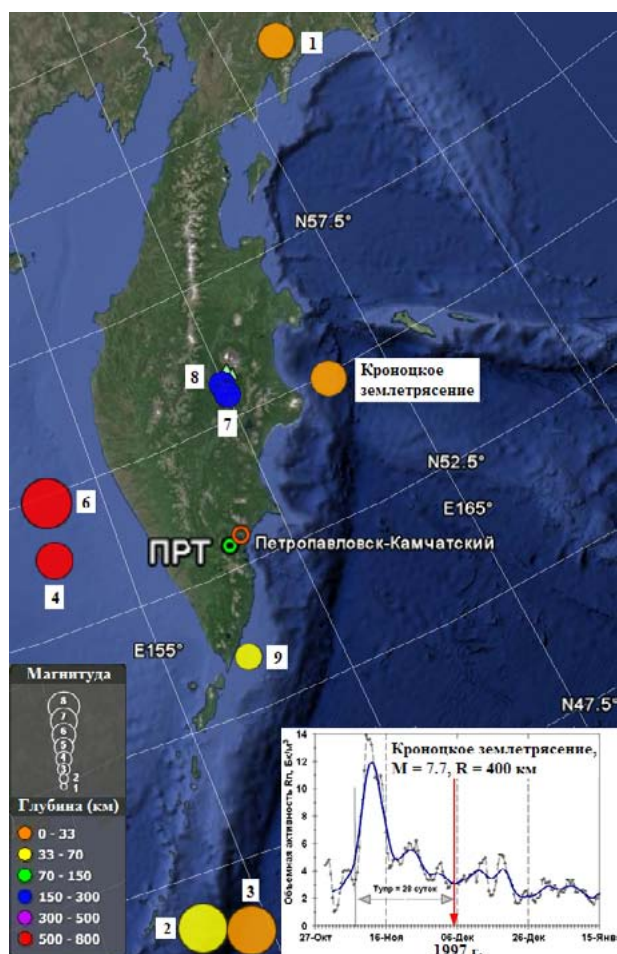


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений; северо-западного обрамления Тихого океана с $M > 7.5$, района Камчатки с $M > 6.5$ за период 2000 – 2015 гг. Землетрясениям присвоены номера в соответствии с номерами в таблице.

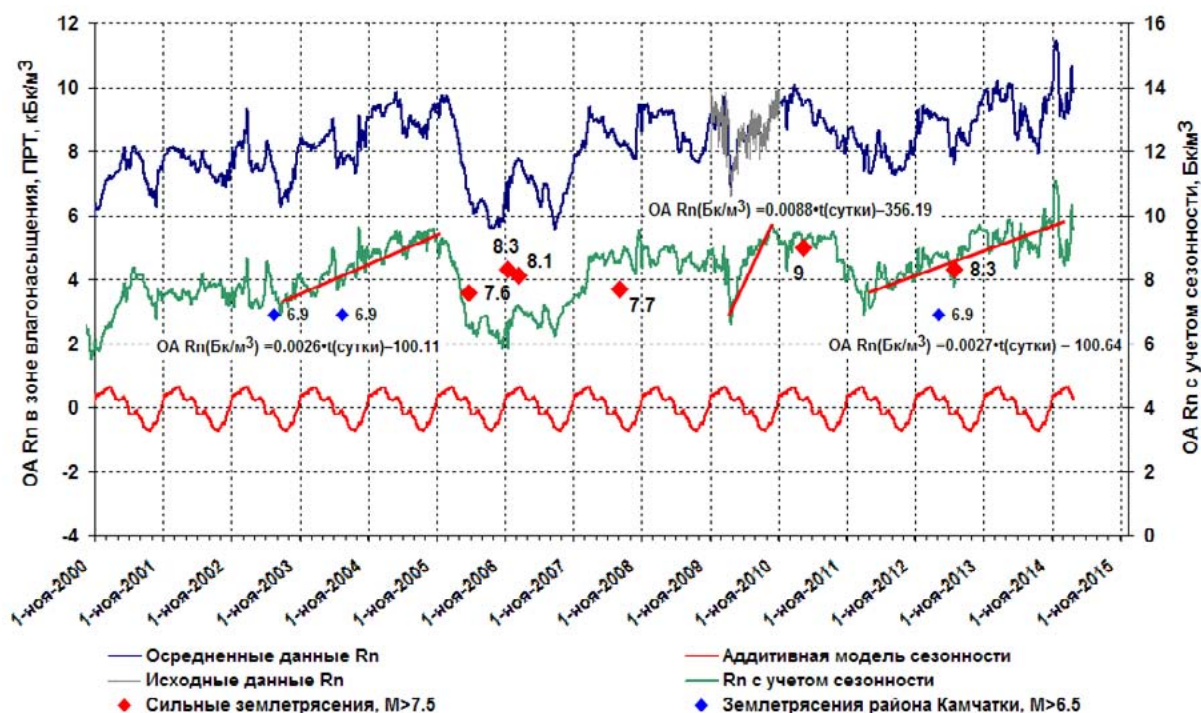


Рис. 2. Временной ряд объемной активности радона (ОА Rn) в ЗВ опорного пункта ПРТ, полученный путем осреднения скользящим средним в пятисуточных интервалах, аддитивная модель сезонности и временной ряд ОА Rn с учетом сезонности. Красными линиями показаны тренды перед землетрясениями западного обрамления Тихого океана с магнитудой больше 7.5. Красными ромбами отмечены времена возникновения землетрясений с $M > 7.5$, а синими землетрясения района полуострова Камчатка с $M > 6.5$.

ТРЕНДЫ В ДИНАМИКЕ РАДОНА ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ С $M > 7.5$

Рассматривались землетрясения с $M > 7.5$ северо-восточного обрамления Тихого океана и землетрясения сейсмофокальной зоны с $M > 6.5$ района полуострова Камчатка. Как видно из таблицы, в период с апреля 2006 г. по январь 2007 г. произошло три события (Олюторское и два Симуширских) с $M > 7.5$. За 2.5 года перед ними возник тренд возрастания объемной активности радона (ОА Rn), сменившейся резким падением значений ОА Rn на ~ 30% в течение 3 месяцев непосредственно перед Олюторским землетрясением. Низкий уровень сохранялся почти полтора года (рис. 1).

M > 7.5							
	Дата	Время, чч:мм:сс	Координаты		Н, км	M	Область эпицентра землетрясения
			φ	λ			
1	20.04.2006	23:52:02	60.94	167.14	22	7.6	Олюторское, север Камчатки
2	15.11.2006	11:14:13	46.58	153.27	39	8.3	Средние Курилы, о. Симушир
3	13.01.2007	4:23:21	46.23	154.55	10	8.1	
4	05.07.2008	02:12:04	53.88	152.89	632	7.7	Охотоморское землетрясение
5	11.03.2011	5:46:24	38.1	142.85	24	9.0	Землетрясение Тохоку, Япония
6	24.05.2013	05:44:48	54.89	153.22	609	8.3	Охотоморское землетрясение
M > 6.5							
7	16.06.2003	22:08:02	55.49	159.99	175	6.9	
8	10.06.2004	15:19:57	55.68	160.0	189	6.9	
9	28.02.2013	14:05:50	50.94	157.34	41	6.9	

Примечание: φ – широта, град. с.ш.; λ – долгота, град. в.д.; M – магнитуда по данным NEIC (National Earthquake Information Center); Н – глубина очага землетрясения.

Перед мегаземлетрясением Тохоку, произошедшем в Японии 11.03.2011 г. на расстоянии 2100 км от пункта регистрации, также наблюдался тренд роста значений ОА Rn, который

начался в марте 2010 г. и продолжался 8 месяцев – до ноября 2010 г. (рис. 2). С начала 2012 г. по настоящее время наблюдается тенденция к увеличению ОА Rn. Линейная зависимость, аппроксимирующая рост отрезков кривых ОА Rn для первого случая и в настоящее время, весьма близка: $OA Rn(Бк/м^3) = 0.0026 \cdot t(\text{сутки}) - 100.11$ (перед Олюторским землетрясением); $OA Rn(Бк/м^3) = 0.0027 \cdot t(\text{сутки}) - 100.64$ (в настоящее время). По мнению авторов, возрастающий с ноября 2012 г. тренд ОА Rn в пункте ПРТ дает основание говорить о подготовке на северо-восточном фланге Тихого океана землетрясения с $M > 7.5$ и глубиной очага $0 \div 70$ км, которое может произойти в ближайшие 1.5 года.

Три землетрясения с $M = 6.9$, произошедшие в районе полуострова Камчатка, отражения в длиннопериодных вариациях Rn не нашли.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно классическому представлению [6, 8], а также современным представлениям о большой роли миграции почвенных газов за счет всплытия микропузырей (теория «геогаза») в зоне влагонасыщения (ЗВ), на процесс миграции Rn основное влияние оказывает проницаемость, зависящая от свойств и строения грунта, а также наличие водоносного горизонта. Основным механизмом транспортирования Rn к дневной поверхности в ЗВ, является поток газов в форме микропузырьков [3, 20]. На глубинах в несколько тысяч метров, согласно современным исследованиям, пузырьки газов-транспортеров (H_2 , CO_2 и CH_4) диаметром $10-2 \div 10-1$ мм обеспечивают основной процесс миграции тяжелых инертных газов (He, Rn).

Пункт ПРТ находится в зоне динамического влияния разлома (ЗДВР), границы которой хорошо выделяются по геофизическим данным и которая может рассматриваться как флюидонасыщенный коллектор, являющийся местом разгрузки подземных водоносных горизонтов. По результатам сейсморазведочных работ в пункте ПРТ выделены 2 слоя с разными физико-литологическими свойствами: почвенно-пирокластический чехол $h = 1.8 - 2.7$ м и слой песчано-глинистых отложений аллювиального происхождения мощностью $h = 1.6 - 9$ м. Подложкой второго слоя является крупнообломочный материал с песчаным заполнителем аллювиально-флювиогляциального происхождения fQII-III. Основной поток Rn поступает в рыхлые отложения, которые имеют очень малое содержания Rn, из более глубоких слоев за счет всплытия микропузырьков в зоне разгрузки подземных водоносных горизонтов. Гидрологические особенности района пункта ПРТ и регистрация в ЗВ дают основания предполагать, что поток Rn к дневной поверхности формируется под действием напряженно-деформированного состояния блока геосреды большого объема, включающего большую часть Паратунского геотермального месторождения. Механизм длительных трендов в динамике Rn обусловлен изменением поля напряжений в зоне субдукции района ПРТ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдуалиев А.К., Войтов Г.И., Рудаков В.П. Радоновый предвестник некоторых сильных землетрясений Средней Азии // ДАН СССР. 1986. Т. 291, № 4. С. 924-927.
2. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. Прогноз и управление. М.: Мир, 1974. 406 с.
3. Иванова Т.М. Моделирование переноса радона в горном массиве: автореф. дис. ... канд. тех. наук. М., 1999. 25 с.
4. Макаров Е.О. Предвестниковые аномалии сильных землетрясений Авачинского залива с $M > 5.5$ в поле почвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне / Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по мат-лам Междунар. конф. студ., асп. и молодых уч.), Пермь, 20-24 апреля 2011 г. / отв. ред. Е.Н. Батулин. Пермь: Перм. гос. ун-т., 2011. С. 347-349.
5. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48, № 1. С. 5-14.
6. Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка. Л.: Наука, 1989. 407 с.

7. Паровик Р.И., Фирстов П.П. Апробация новой методики расчета плотности потока радона с поверхности (на примере Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона) // АНРИ. 2008. № 3. С. 52-57.
8. Рудаков В.П. Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ: автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 1992. 37 с.
9. Сливак, А.А., Сухоруков М.В., Харламов В.А. Особенности эманации радона ^{222}Rn с глубиной // ДАН. 2008. Т. 420, № 6. С. 825-828.
10. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон и проблема тектонических землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 82-94.
11. Фирстов П.П. Изменение объемной активности радона в подпочвенном газе перед Кроноцким землетрясением // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: ИКГА, 1998. С. 170-176.
12. Фирстов П.П. Возможности прогноза сильных землетрясений по данным радонового мониторинга на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1(23). С. 232-245.
13. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 26-41.
14. Фирстов П.П., Макаров О.Е., Малышева О.П. Отражение в динамике почвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне последней стадии подготовки землетрясений с магнитудой больше 5.5 района Авачинского залива / Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: тр. Третьей науч.-техн. конф., Петропавловск-Камчатский, 9-15 октября 2011 г. / отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 154-158.
15. Яковлева В.С., Паровик Р.И. Численное решение уравнения диффузии-адвекции радона в многослойных геологических средах // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2011. № 1 (2). С. 44-54.
16. Chang Wei, Lin Y.-Y. Preliminary study on the application of hydrogeochemistry of earthquake prediction // Contrib. Pap. Intern. Symp. on earthquake prediction. UNESCO. Paris. 2 -6 apr. 1979. SC. 70/Conf 801. Col. 14/111-8. Paris, 1979. P. 1-14.
17. Cicerone R.D., Ebel J.E., Beitton J. A systematic compilation of earthquake precursors // Tectonophysics. 2009. Vol. 476. P. 371-396.
18. Dubinchuk V.T. Radon as a precursor of earthquakes / Isotopic geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruption. Vienna, 1991. P. 6-22.
19. Firstov P.P., Yakovleva V.S., Shirokov V.A. et al. The nexus of soil radon and hydrogen dynamics and seismicity of the northern flank of the Kuril-Kamchatka subduction zone // Annals of Geophysics. 2007. Vol. 50, № 4. P. 546-557.
20. Etiope G., Martinelli G. Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview // Physics of The Earth and Planetary Interiors. 2002. Vol.129. P. 185-204.

УДК 550.344.094

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СВАН-ДИАГРАММ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЦУНАМИГЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Т.А. Фокина¹, О.Н. Лихачева¹, Г.В. Шевченко²

¹ Сахалинский филиал Геофизической службы РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
fokina@seismo.sakhalin.ru

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы оценки цунамигенности землетрясений, происходящих на акваториях Тихого океана и Охотского моря, прилегающих к Дальневосточному побережью России, является актуальной, но непростой задачей. Используемый в Службе предупреждения о цунами магнитудно-географический критерий [4] учитывает две характеристики: магнитуду и положение эпицентра землетрясения. Однако, в ряде случаев строгое следование Регламенту СПЦ приводит к выпуску ложной тревоги цунами, как, например, во время глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море ($h = 602$ км, $M_w = 8.2$). Это землетрясение ощущалось на всей территории России и в соседних государствах (в европейской части России с интенсивностью до 2 баллов) [5], но не вызвало значительной волны цунами. Дополнительным параметром, который необходимо учитывать при решении вопроса о цунамигенности землетрясений, является глубина очага. Опыт показывает, что, как правило, глубокофокусные (свыше 80 км) землетрясения опасную волну цунами не вызывают. Поэтому, возможность быстро оценить глубинный интервал, в котором произошло сильное землетрясение, могла бы уменьшить число ложных тревог цунами. Еще одним дополнительным признаком цунамигенности может быть частотный состав сейсмического сигнала, в частности, отсутствие в записи высоких частот сигнала (более 0.33 Гц) [6]. В данной работе с помощью методов спектрально-временного анализа (СВАН) анализируются волновые записи сильных землетрясений с целью выявить характерные особенности СВАН-диаграмм цунамигенных землетрясений.

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

СВАН-диаграммы [1] были построены нами для вертикальной составляющей сейсмограмм, записанных широкополосной аппаратурой IRIS-2 на сейсмической станции «Южно-Сахалинск». На всех сейсмограммах, представленных в данной работе, амплитуды вертикальной компоненты скорости были нормированы на соответствующее каждой записи максимальное значение полного трехкомпонентного вектора скорости.

По внешнему виду записи отличить глубокофокусное землетрясение от мелкофокусного не сложно, когда оно полностью прописалось на сейсмограмме. На рисунке 1 представлена сейсмограмма мелкофокусного ($h = 10$ км, $M_w = 8.3$) землетрясения, на рисунке 2 - глубокофокусного ($h = 602$ км, $M_w = 8.2$). Мелкофокусное характеризуется значительно большими периодами сейсмических волн, а также большими амплитудами поверхностных волн, которые резко уменьшаются с увеличением глубины гипоцентра землетрясения. Если для записи поверхностных волн нужно время, то разница в периодах видна с первого вступления. Используя СВАН-диаграмму, можно оценить глубину землетрясения в то время, когда на мониторе только пишется Р-волна.

Если посмотреть на участок сейсмограммы между вступлениями Р и S волн (рис. 3, 4), то для всех мелкофокусных землетрясений Курило-Охотского региона обязательно присутствие длиннопериодных волн. Это PL-волновой цуг с нормальной дисперсией, с периодом выше 10 с, начинающийся вблизи вступления волны Р и иногда продолжающийся, по крайней мере, до

времени начала цуга волн Рэлея [7]. PL-фаза обычно наблюдается на расстояниях меньше 25° при мелкофокусных толчках. Движение частиц поверхности эллиплично и направлено вперед, а амплитуды не больше, чем четверть амплитуды Рэлеевской волны при таком же периоде. Сравнение дисперсии PL и Рэлеевской волн показывает, что обе волны распространяются примерно в одном и том же приповерхностном волноводе. В то время как Рэлеевские волны соответствуют нормальному режиму распространения, PL-волны возникают в соответствии с режимом утечки в этом же волноводе [7]. Учитывая характер движения частиц в этих волнах, мы рассматриваем вертикальные компоненты сейсмограмм, т.к. на них волны такого типа прописываются лучше всего.

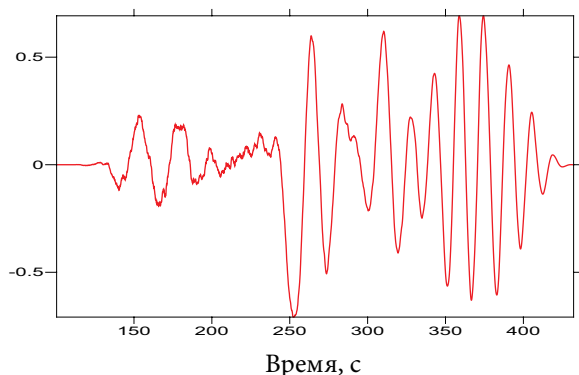


Рис. 1. Симуширское землетрясение 15.11.2006 г., $H = 10$ км, $M_w = 8.3$.

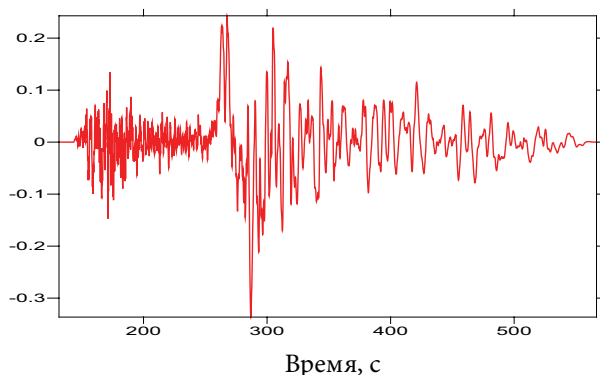


Рис. 2. Землетрясение в Охотском море 24.05.2013 г., $H = 602$ км, $M_w = 8.2$.

Волны PL характеризуют среду, в которой они распространяются, поэтому по их наличию и, может быть, интенсивности, можно выделить потенциально цунамиопасные мелкофокусные землетрясения. Это хорошо видно на СВАН-диаграммах (рис. 3, 4), где PL-волнам соответствуют красные полосы на периодах 20 с, 25-27 с, 33-36 с, 46-59 с. Для глубокофокусного землетрясения все заметные периоды не превышают 10 с.

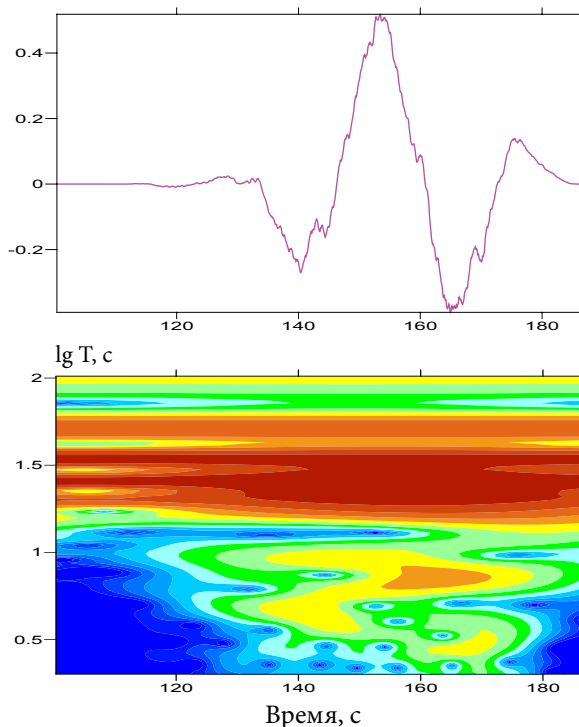


Рис. 3. Запись Р-волны и СВАН-диаграмма Симуширского землетрясения 15.11.2006 г.

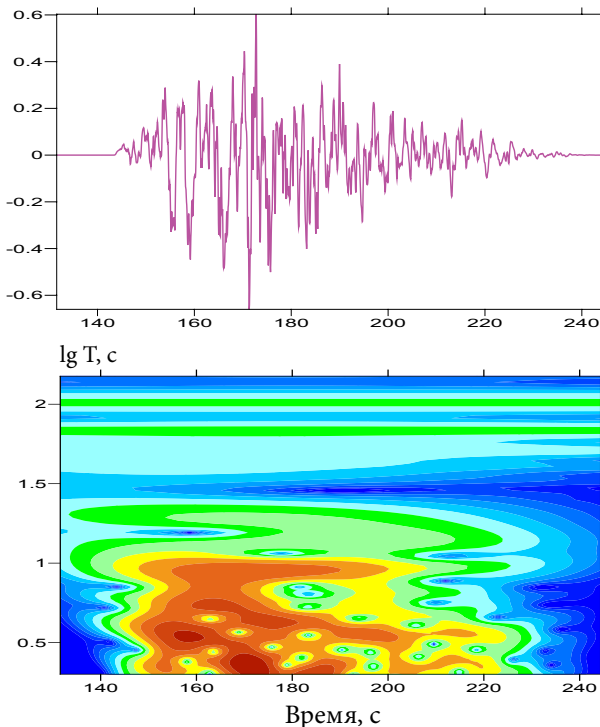


Рис. 4. Запись Р-волны и СВАН-диаграмма землетрясения в Охотском море 24.05.2013 г.

Интересно было бы проследить, как запись волн PL меняется в зависимости от глубины очага землетрясения, и при какой глубине гипоцентра эти волны перестают наблюдаться в записях сейсмического сигнала. Также важно изучить характер проявления этих волн в зависимости от района, в котором произошло землетрясение (Курильские острова, Охотское море, Камчатка, Японское море, о. Хоккайдо, о. Хонсю, материк).

К сожалению, материала для исследования зависимости PL-волн от глубины гипоцентра оказалось мало. Мы отобрали записи 139 землетрясений с 1990 г. (когда появились широкополосные сейсмограммы IRIS) по 2013 г. с магнитудой не менее 6.6 и с эпицентрами в треугольнике, ограниченном с юга 30° с.ш., с запада – 130° в.д., с востока – 160° з.д. Самое «северное» землетрясение оказалось на широте 67.61° . Из этого набора 114 землетрясений произошли на глубине менее 70 км, 25 – от 70 до 632 км (рис. 5, 6).

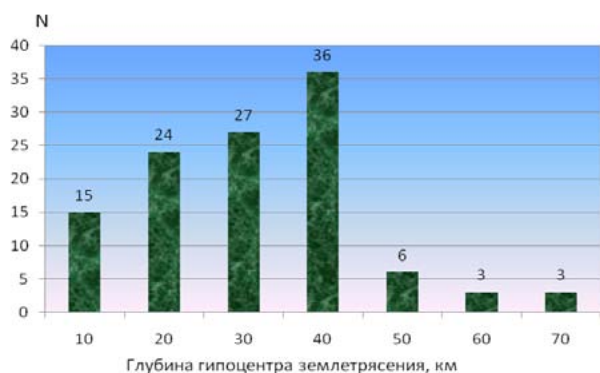


Рис. 5. Распределение числа (N) мелкофокусных ($h < 70$ км) землетрясений по глубине гипоцентра.

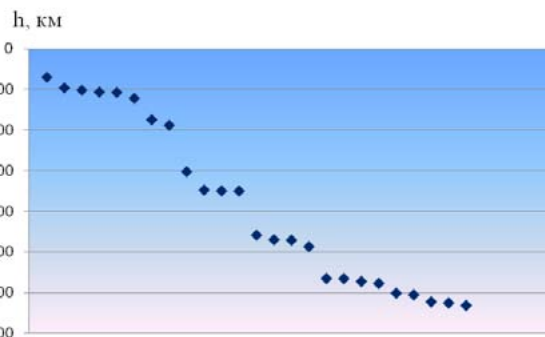


Рис. 6. Распределение глубокофокусных ($h \geq 70$ км) землетрясений по глубине гипоцентра (каждая точка соответствует одному землетрясению).

Анализ отобранных записей показал, что при глубине гипоцентра, равной 102 км, на сейсмограмме присутствуют довольно интенсивные PL-волны, при глубине свыше 300 км они отсутствуют. При глубине в 175 и 189 км они еще есть, но их интенсивность намного ниже (рис. 7, 8), а землетрясений с глубиной гипоцентра от 189 до 303 км в нашем наборе не оказалось. В дальнейшем можно проанализировать более слабые землетрясения на этой глубине.

Что касается зависимости от района, где произошло землетрясение, то PL-волны четко выражены для сильных мелкофокусных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны, для Сахалина, для района о. Хоккайдо и о. Хонсю, хотя для землетрясений последнего района характерны меньшие периоды этих волн (рис. 9, 10).

ОТСУТСТВИЕ ВЫСОКИХ ЧАСТОТ В ЗАПИСИ ЦУНАМИГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В работе [6], посвященной применению вейвлет-анализа для оценки цунамигенности землетрясений, авторы обратили внимание на отсутствие высоких частот (0.33 - 16.52 Гц) на сейсмограммах цунамигенных землетрясений. Мы проверили существование этого эффекта на примере Симуширских землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. (два сильных события с близкими значениями координат эпицентра, глубины и магнитуды). При этом первое вызвало весьма сильное цунами (на безлюдных островах центральной части Курильской гряды высоты волн достигали 15 – 20 м), а второе – весьма умеренное [2, 3].

На сейсмограммах и СВАН-диаграммах этих землетрясений видно отсутствие короткопериодных колебаний (с периодом менее 3 с) для первого землетрясения (рис. 3), и наличие их для второго (рис. 11).

На рисунке 12 представлены сейсмограмма и СВАН-диаграмма землетрясения на Хоккайдо 12.07.1993 г. ($h = 16.7$ км, $M_w = 7.7$), которое вызвало сильное цунами: вдоль юго-западного побережья о. Окушири - 30.6 м; на западном побережье о. Хоккайдо - 10 м. И здесь опять практически отсутствуют высокие частоты.

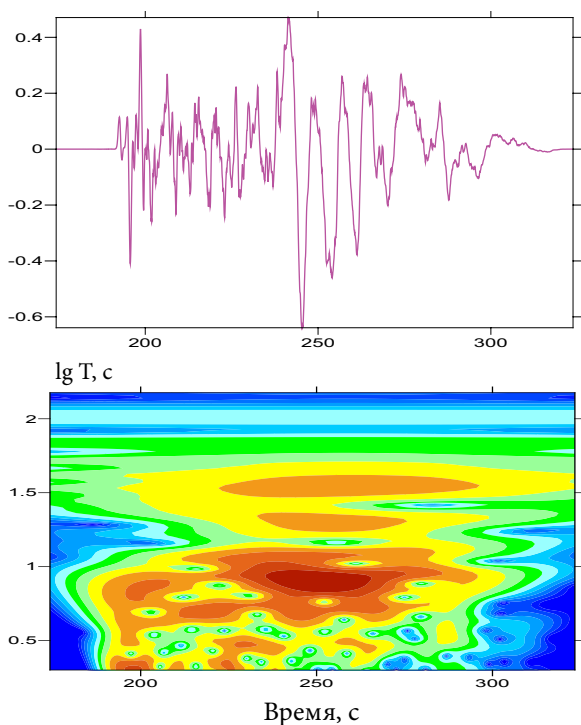


Рис. 7. Запись Р-волны и СВАН-диаграмма землетрясения 16.06.2003 г. у восточного побережья Камчатки, $h = 174.8$ км, $MW = 6.9$.

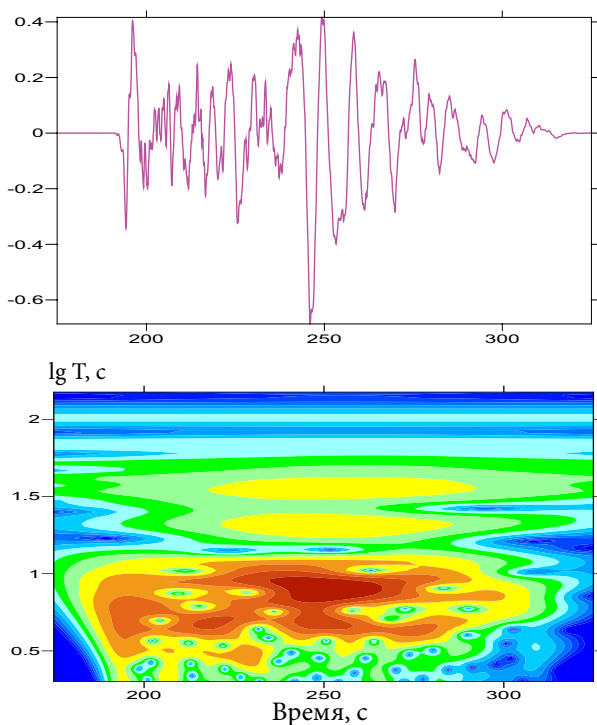


Рис. 8. Запись Р-волны и СВАН-диаграмма землетрясения 10.06.2004 г. у восточного побережья Камчатки, $h = 188.6$ км, $MW = 6.9$.

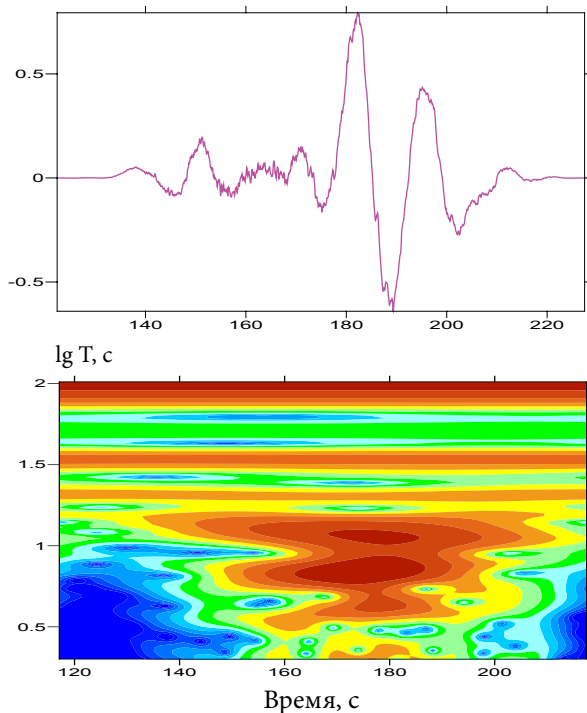


Рис. 9. Запись Р-волны и СВАН-диаграмма землетрясения 11.03.2011 г. у восточного побережья о. Хонсю, $h = 29$ км, $MW = 9.1$.

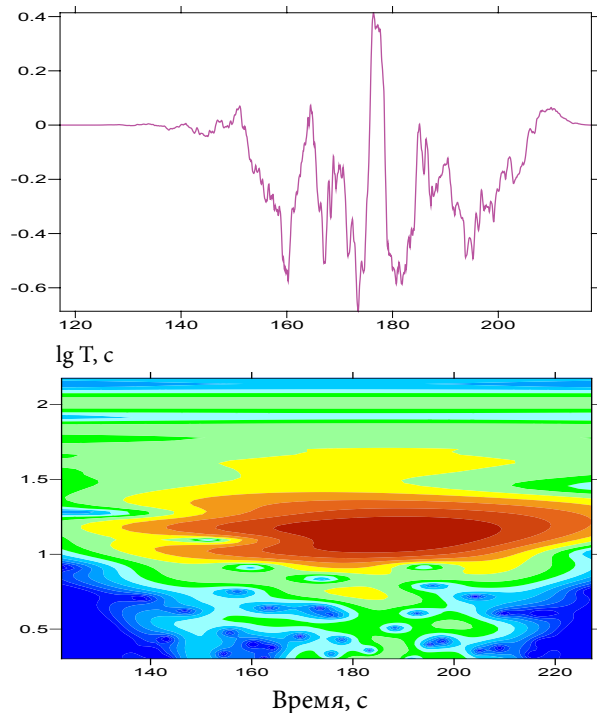
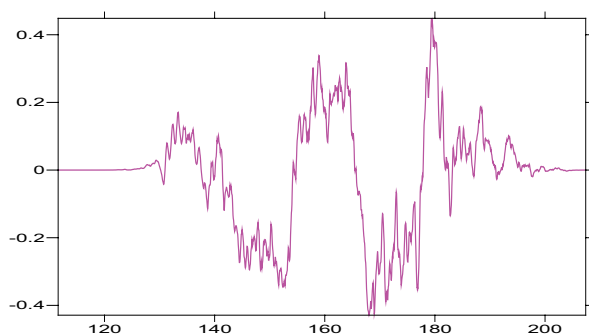
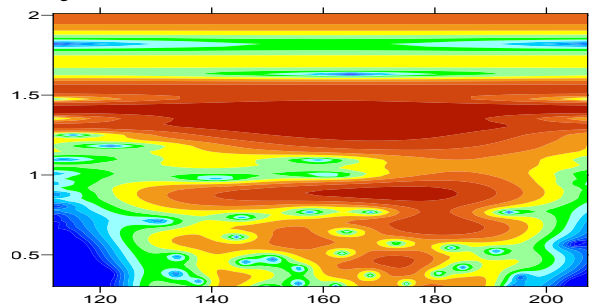


Рис. 10. Запись Р-волны и СВАН-диаграмма землетрясения 11.03.2011 г. у восточного побережья о. Хонсю, $h = 19$ км, $MW = 7.6$.

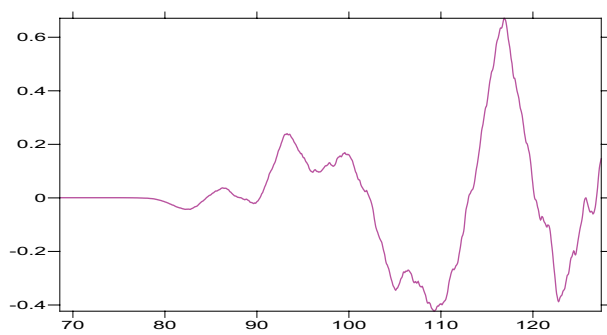


lg T, c

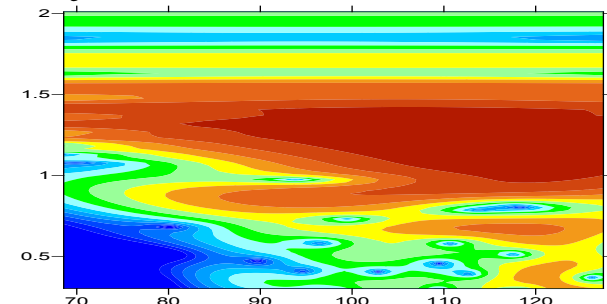


Время, с

Рис. 11. Запись Рволны и СВАН-диаграмма Симуширского землетрясения 13.01.2007 г., $h = 10$ км, $MW = 7.9$.



lg T, c



Время, с

Рис. 12. Запись Рволны и СВАН-диаграмма землетрясения 12.07.1993 г. в Японском море, $h = 16.7$ км, $MW = 7.7$.

Из группы событий, вызвавших большие волны цунами, несколько выпадает землетрясение Тохоку 11.03.2011 г. (рис. 9), но это землетрясение другого масштаба, и, возможно, требует иного подхода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландер А.В., Левшин А.Л., Писаренко В.Ф., Погребинский Г.А. О спектрально-временном анализе колебаний // Вычислительная сейсмология. Вып. 6: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука, 1973. С. 3-27.
2. Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В. и др. Проявления цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // ДАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 118-122.
3. Лобковский Л.И., Рабинович А.Б., Куликов Е.А. и др. Курильские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. (наблюдения, анализ и численное моделирование) // Океанология. 2009. Т. 49, № 2. С. 166-181.
4. Поплавский А. А., Храмушин В. Н., Непоп К. И., Королев Ю. П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск, 1997. 273 с.
5. Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И. Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 10-16.
6. Chamoli A., Swaroopa Rani V., Srivastava K., Srinagesh D., and Dimri V. P. Wavelet analysis of the seismograms for tsunami warning // Nonlinear Processes in Geophysics. 2010. Vol. 17. P. 569-574.
7. Oliver J., Major M. Leaking modes and the PL phase // BSSA. 1960. Vol. 50. P. 165-180.

ЭФФЕКТЫ НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ВБЛИЗИ БУРЕЙСКОЙ ГЭС*М.Е. Харитонов², Г.З. Гильманова¹*¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;²Бурейская ГЭС, геодинамический полигон, п. Талакан, Россия

kharitonovme@burges.rushydro.ru

Задачи сейсмологического мониторинга сейсмоактивных районов в местах сооружения ответственных гидротехнических сооружений приобретают особую актуальность. На Бурейской ГЭС сейсмологические наблюдения проводятся в соответствии с Правилами эксплуатации гидротехнического сооружения электрических станций, расположенных в районах с сейсмичностью в семь баллов и выше, с целью обнаружения сейсмических событий и контроля сохранности объектов ГЭС.

Сейсмологический мониторинг вблизи гидротехнических сооружений показывает, что динамика работы плотины однозначно меняет природный сейсмический режим. Например, в работе [1] установлено, что наибольшая сейсмическая активность в Самарской области наблюдается в районе Жигулевской ГЭС, где в течение ряда лет отмечался ежегодный прирост сейсмических событий на 70%.

Изменения в геологической среде, вызванные образованием водохранилища, проявляются на значительных расстояниях от плотины [2], вызывая изменение геодинамической обстановки в регионе. Одним из факторов проявления данных изменений является наведенная сейсмичность.

Многочисленными исследованиями по Асуанской плотине в Индии и Китае [3–9, 11] установлено, что сейсмический режим вблизи плотины зависит от гидрологического режима, режима наполнения и сброса воды, высоты плотины. Собственно, обозначенные задачи и послужили основанием для данного исследования и, в первую очередь, это касается вопросов изучения сезонной сейсмичности в пространстве и времени.

Территория, на которой проводится сейсмологический мониторинг района расположения Бурейского гидроузла, ограничена следующими географическими границами: 48–52° с.ш., 128–132° в.д. К настоящему времени эта территория изучена с различной детальностью в ходе геолого-геофизических работ. Кроме этого выполнены дополнительные исследования в рамках СНИП и ОСР–98, позволившие уточнить сейсмическое микрорайонирование, а также возможные очаги землетрясений, их характеристики, вероятные максимальные воздействия на гидросооружение.

Для анализа сейсмичности указанного района используются данные локальной сейсмической сети Бурейской ГЭС (рис. 1). Для уточнения локации очагов землетрясений привлекаются материалы региональных сейсмостанций «Хабаровск», «Бикин», «Ванино», «Горный», «Чегдомын» и «Кульдур». Для сильных землетрясений проводится сравнение с данными ближайших к району филиалов ГС РАН (Сахалинского) и ГС СО РАН (Якутского и Байкальского) и Китайского сейсмологического Бюро.

Идентификация сейсмических событий к настоящему времени затруднений не вызывает. Из-за сокращения хозяйственной деятельности в районе практически не ведутся массовые взрывные работы. Там, где они проводятся, известны координаты и время производства взрывных работ. Исключение в этом отношении составляет прилегающая территория Китая. Однако и в этом случае события идентифицируются – по волновым формам (при взрывах вступление прямой Р-волны на вертикальной составляющей имеет всегда положительную фазу) и по Каталогу землетрясений Китая.

На станциях локальной сейсмологической сети установлены цифровые регистраторы с непрерывной записью типа REFTEC.

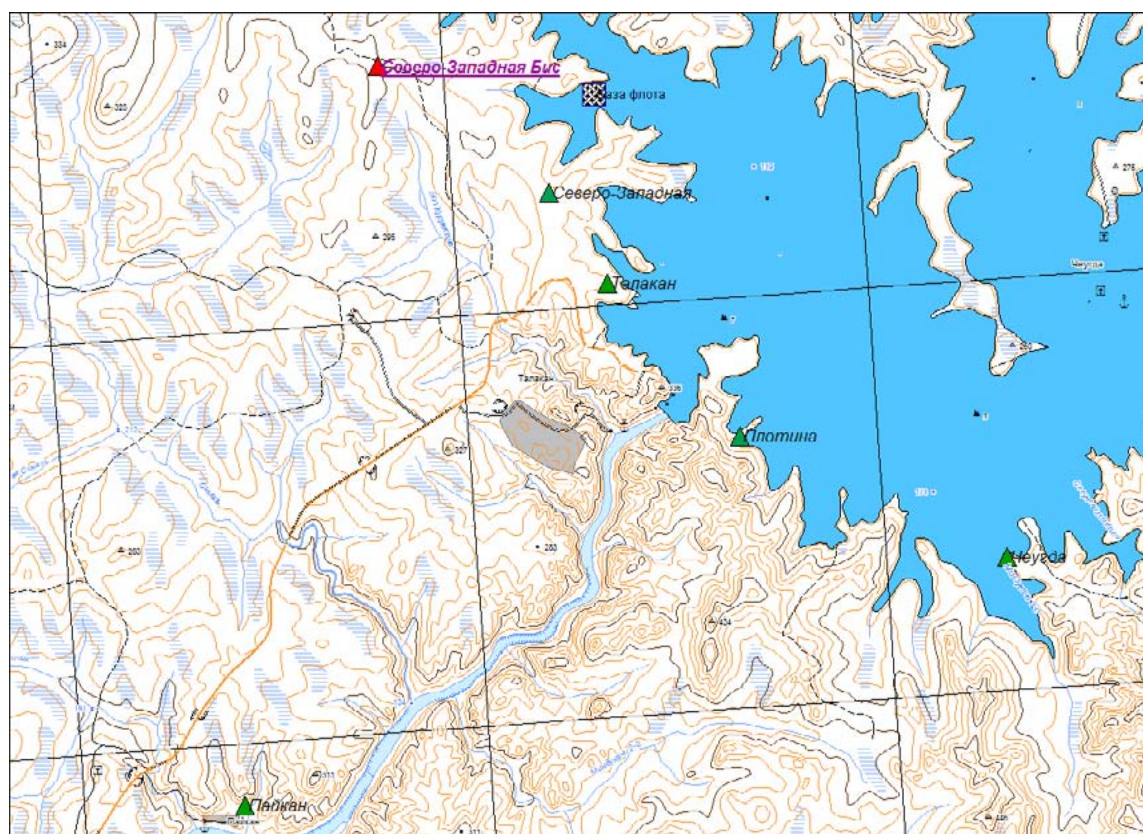


Рис. 1. Схема размещения сейсмостанций локальной сети Бурейской ГЭС.

Благодаря низкому уровню микросейсмического шума на станциях Бурейского гидроузла в зоне границы местных землетрясений (до 100 км от центра сети) удастся устойчиво фиксировать землетрясения 5–6 класса. В зоне локальных событий (до 240 км) – фиксируются землетрясения 6–7 классов. Необходимо отметить, что эти показатели меняются в указанных пределах от состояния уровня микросейсм, амплитуда которых зависит в основном от работы гидроагрегатов и в меньшей степени от природных факторов (циклоны, ветер, грозы и т.д.).

Анализ сейсмичности проводился на основе всей выборки локальной зоны мониторинга. Учитывая опыт аналогичных исследований [1, 11 и др.], площадка, для которой проведены оценки влияния режима наполнения водохранилища в весенне-летний период и уменьшения уровня верхнего бьефа (УВБ) в осенне-зимний период была определена в координатах, в соответствии с рисунком 2, в среднем в радиусе $R < 70$ км.

На основе имеющихся каталогов очагов землетрясений проведен анализ сейсмической обстановки исследуемого района, определение очагов землетрясений. Обнаружено, что области максимальной разгрузки среды ориентированы в азимуте «северо-восток – юго-запад» (рис. 2). За пределами площадки зарегистрировано 7 землетрясений с энергией $K_3 > 10.5$.

Всего за отчетный период было выбрано 93 сейсмических событий, из них 67 были идентифицированы как природные (рис. 2.).

На основании данного анализа была сформулирована модельная задача по изучению сейсмотектонической разгрузки среды вследствие гидрогеодинамического режима.

Результаты данного исследования отображены на рисунке 3.

На графике четко прослеживается годовая цикличность количества землетрясений с максимальными значениями в зимне-весенние периоды. Увеличение сейсмической активности приходится на период понижения уровня верхнего бьефа либо его минимальное значение. Так за девятилетний период наблюдений не было ни одного факта увеличения сейсмической активности в период заполнения водохранилища. Это позволяет сделать предварительные выводы о влиянии динамики водохранилища Бурейской ГЭС на геологическую среду.

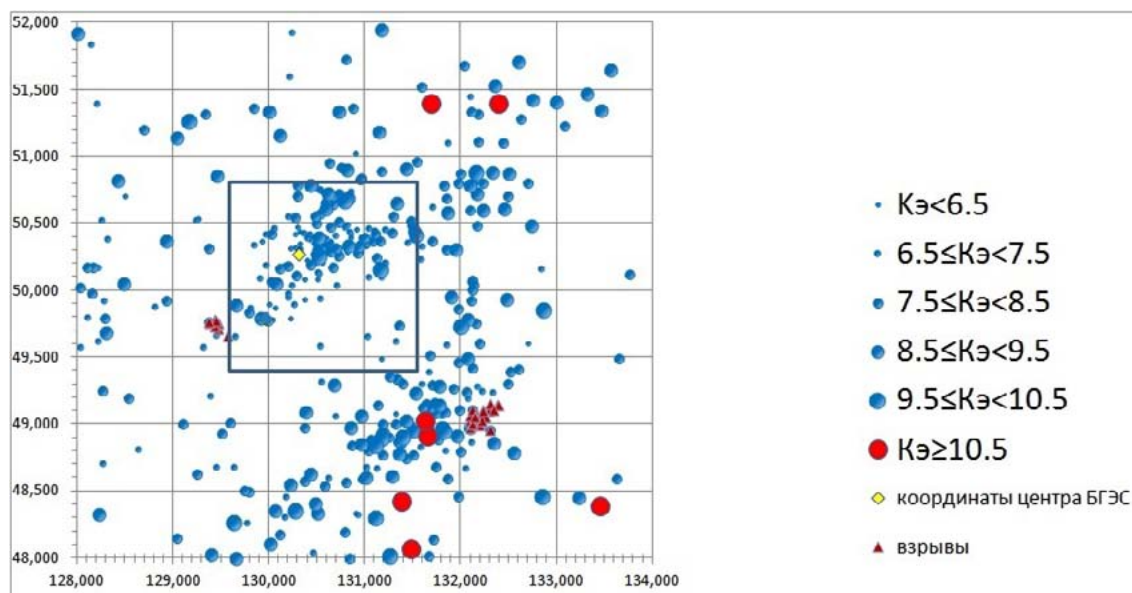


Рис. 2. Распределение эпицентров землетрясений вблизи Бурейской ГЭС.

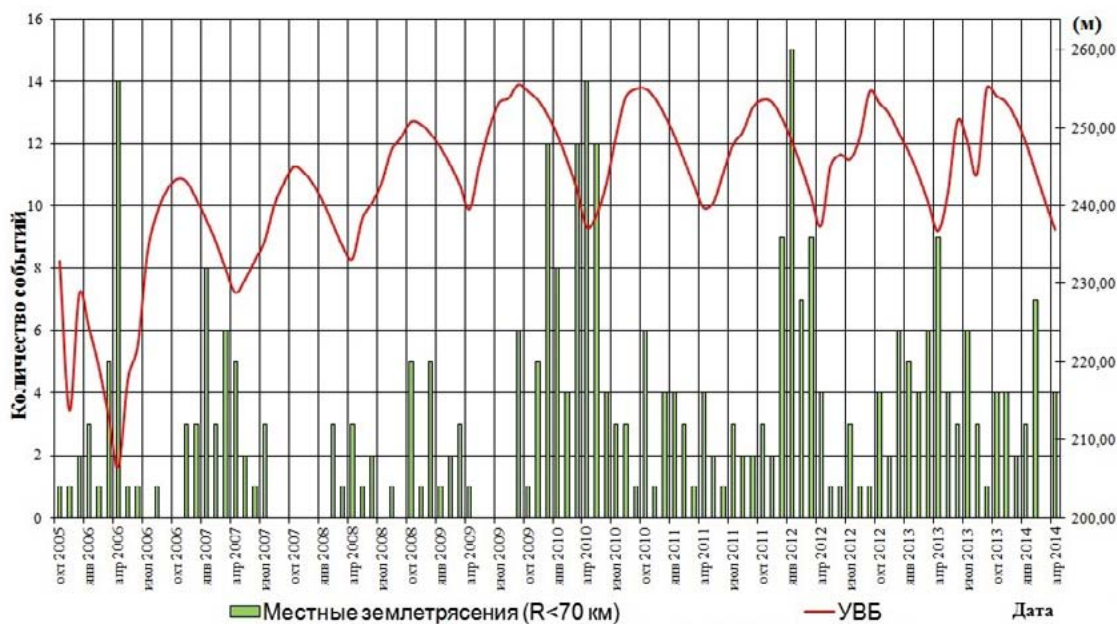


Рис. 3. Распределение количества землетрясений в пределах исследуемой территории и график наполнения водохранилища по уровню верхнего бьефа (УВБ) за период наблюдений с октября 2005 г. по апрель 2014 г.

Таким образом, на базе представленных данных проведено изучение современного геодинамического процесса в районе Бурейской ГЭС и получены новые данные, которые дополняют имеющиеся представления о природе сейсмических явлений в районах крупных плотин. Уникальный по объему материал сейсмологических наблюдений предоставляет целый ряд других возможностей для его интерпретации, которые являются предметом дальнейших исследований.

Например, выявленные тенденции могут быть отражением региональных геологических процессов, так как годовой ход сейсмической активности характерен для всех сейсмоактивных регионов [10].

Тем не менее, обобщение весьма значительного по объему материала сейсмологических наблюдений на локальной сети станций позволило обозначить тенденции в сейсмическом режиме подверженного влиянию участка земной коры исследуемого района.

Практическое значение полученных в работе результатов определяется тем, что представление о современной сейсмичности района Бурейской ГЭС поможет количественно охарактеризовать степень сейсмической опасности и возможность активизации существующих разрывных нарушений.

Авторы выражают благодарность С.В. Трофименко за обсуждение результатов моделирования.

Работа выполнена по программе «Дальний Восток» Дальневосточного отделения РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Симак С.В., Шумакова Е.М. Гидрологические аспекты безопасности Жигулевской ГЭС и примыкающих к ней территорий // Изв. Самарского науч. центра Российской академии наук. 2010. Т. 12, № 1-9. С. 2255-2260.
2. Яковлев В.Н., Шумакова Е.М., Трегуб Н.В. Сейсмическая активность и геодинамика Самарской области // Изв. Самарского науч. центра Российской академии наук. 2014. Т. 16, № 1. С. 27-34.
3. Davies R., Gillian Foulger, Annette Bindley, Peter Styles Induced seismicity and hydraulic fracturing for the recovery of hydrocarbons // Marine and Petroleum Geology. 2013. Vol. 45. P. 171-185.
4. Gahalaut K., Gahalaut V.K., Pandey M.R. A new case of reservoir triggered seismicity: Govind Ballav Pant reservoir (Rihand dam), central India // Tectonophysics. 2007. Vol. 439, Iss. 1-4. P. 171-178.
5. Haggag H.M., Bhattacharya Pankaj M., Kamal S., Kayal J.R. Seismicity and 3D velocity structure in the Aswan Reservoir Lake area, Egypt // Tectonophysics. 2009. Vol. 476, Iss. 3-4. P. 450-459.
6. Rajendran K., Thulasiraman N., Sreekumari K. Microearthquake activity near the Idukki Reservoir, south India: A rare example of renewed triggered seismicity // Engineering Geology. 2013. Vol. 153. P. 45-52.
7. Fangquan L., Bochong Z. Possibility of reservoir induced seismicity around three gorges dam on Yangtze river // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 1997. Vol. 34, Iss. 3-4. P. 76.e1-76.e8.
8. Telesca L., Lovallo M., Abuo El-Ela Amin Mohamed, Mohamed ElGabry, Sherif El-hady, Kamal M. Abou Elenean, Rafaat ElShafey Fat ElBary. Informational analysis of seismic sequences by applying the Fisher Information Measure and the Shannon entropy: An application to the 2004-2010 seismicity of Aswan area (Egypt) // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. 2012. Vol. 391, Iss. 9. P. 2889-2897.
9. Telesca L., Abuo El-Ela Amin Mohamed, Mohamed ElGabry, Sherif El-hady, Kamal M. Abou Elenean. Time dynamics in the point process modeling of seismicity of Aswan area (Egypt) // Chaos, Solitons & Fractals. 2012. Vol. 45, Iss. 1. P. 47-55.
10. Trofimenko S.V., Bykov V.G. The model of crustal block movement in the South Yakutia geodynamic testing area based on GPS data // Russian Journal of Pacific Geology. 2014. Vol. 8, № 4. P. 247-255. doi: 10.1134/S1819714014040071.
11. Vyskočil P. Recent crustal movement studies in Aswan region, Egypt: introduction // Journal of Geodynamics. 1991. Vol. 14, Iss. 1-4. P. 183-187.

УДК 699.841:624.131.4 (571.642)

**РЕЗУЛЬТАТЫ ОБСЛЕДОВАНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ
В ЗОНЕ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 28.05.1995 Г.***И.В. Чеснокова, О.В. Борсукова, Г.Л. Кофф*Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия
ichesn@rambler.ru

28 мая 1995 г. в 01 час 04 мин местного времени у северо-восточного побережья Сахалина произошло сильное землетрясение с магнитудой 7.1 – 7.2. По уточненным данным сахалинских сейсмологов параметры главного толчка следующие: координаты эпицентра – 52.76° с.ш., 143.18° в.д.; глубина очага 18 км, магнитуда $M_{LN} = 7.2$.

Землетрясение проявилось всюду на севере Сахалина и во многих населенных пунктах на прилегающей части материка. Оно произошло в 28 км юго-восточнее пос. Нефтегорск и вызвало наиболее тяжелые последствия в этом населенном пункте, где полностью было разрушено значительное число зданий и сооружений, имелись многочисленные человеческие жертвы.

Кроме пос. Нефтегорск, в зоне воздействия землетрясения оказалось много населенных пунктов Северного Сахалина: г. Оха, пос. Тунгор, Ноглики, Москальво, Колендо, Эхаби, Восточный-1. Некрасовка, Сабо, Рыбновск, Катангли и др. Для анализа последствий землетрясения в районе бедствия в период с 28 мая по 10 июня работали группы специалистов Института литосферы РАН, ЦНИИСК, Камчатского центра по сейсмостойкому строительству, Сахалингражданпроекта. Целью работы всех групп являлось обследование и анализ повреждений зданий и сооружений после землетрясения и определения прямого ущерба, причиненного землетрясением населенным пунктам Сахалинской области.

Согласно Временной Схеме сейсмического районирования Сахалинской области, составленной в июле 1995 г., все обследованные населенные пункты относятся к девятибалльной зоне.

В пределах прибрежной низменности, сложенной морскими четвертичными осадками, расположены обследованные нами населенные пункты Москальво и Восточный-1. Поселки Колендо, Некрасовка, Сабо и Тунгор находятся на территории распространения миоцен-плиоценовой молассовой формации; преимущественно песчаный ее состав обуславливает характер пород, слагающих приповерхностный слой. В пределах области развития флишеидной формации располагаются г. Оха и пос. Эхаби. Верхняя часть неогеновой толщи состоит из слоев песков, супесей, суглинков, глин, слабопрочных песчаников и алевролитов различной мощности.

По предварительным данным характер разрушений жилых и общественных зданий в населенных пунктах и деформации грунта показывают следующую интенсивность сотрясений: пос. Нефтегорск – 9 баллов (по мнению ряда специалистов – 8÷9 баллов, а по некоторым оценкам – свыше 9 баллов); г. Оха – 6÷7 баллов; Сабо и Тунгор – 7 баллов, Колендо, Москальво – 5 баллов; Восточный – 1, Некрасовка, Эхаби – 5÷6 баллов.

На территории Сахалинской области действующими нормами были выделены районы с фоновой сейсмичностью: Курильские острова – 9 баллов, Сахалин – 7 баллов и 6 баллов. При этом сейсмичность района острова Сахалин по нормам разных лет (СНиП П-А.12-62; СНиП П-А.12-69; СНиП П-7-81) для ряда населенных пунктов области неоднократно менялась. Так, сейсмичность Поронайска по нормам 1962 г. – 6 баллов, 1969 г. – 7 баллов, 1981 г. – снова 6 баллов; гг. Оха и Александровск с 1962 г. – 6 баллов, с 1969 г. – 7 баллов; пос. Кировское, Тымовское – 6 баллов, с 1981 г. – 7 баллов; г. Макаров – 7 баллов, с 1981 г. – 6 баллов. Изменялась сейсмичность и многих других населенных пунктов.

Это привело к тому, что в некоторых населенных пунктах, где сейчас сейсмичность 7 баллов, до 1969 или до 1981 г. строились здания без антисейсмических мероприятий. И, наоборот, в

других населенных пунктах, где сейсмичность была 7 баллов, и строились сейсмостойкие здания, по ныне действующим нормам (6 баллов) до сих пор вынужденно проектировались и строились здания без антисейсмических мероприятий.

Пос. Нефтегорск расположен в 90 км южнее Охи. Застройка велась с 60-х годов в связи с необходимостью создания вахтового поселка для нефтедобычи. Строительство началось в 1964–1965 гг. За 30 лет были возведены 17 пятиэтажных 80-квартирных жилых домов (1967 – 1971 гг.), 4 двухэтажных кирпичных и крупноблочных дома (1979 – 1983 гг.), одноэтажный коттедж на 3 семьи, 4 двухэтажный детских сада (строительство середины 60-х годов), двухэтажные здания столовой, поликлиники с амбулаторией, нефтегазодобывающего управления «Востокнефтегаз», магазины. Дома культуры, 3-этажная кирпичная школа со спортзалом (середина 60-х годов), одноэтажные здания котельной, мастерских и несколько десятков одноэтажных деревянных дачных домов.

На характер и степень повреждения зданий и сооружений в Нефтегорске повлияли близость поселка к эпицентру, низкое качество строительства, недооценка сейсмических свойств грунтов и отсутствие в связи с этим у многих зданий антисейсмического усиления.

Наиболее сильно пострадали 5-этажные крупноблочные жилые дома, они оказались полностью разрушенными. Все 17 разрушенных зданий были построены по типовому проекту 1-447С-5/60, разработанному Гипропромом и Охинским филиалом Сахалингипропрома. Серия предназначается для применения в I и II климатических районах, «исключая сейсмические районы, районы вечной мерзлоты и горных выработок». Жилые дома №№ 5, 9, 12, 13 и 19 были привязаны Сахалингипропромом в 1965 г. по типовому проекту 1-447С-3/60. Отметим, что привязка 5-этажных зданий осуществлялась в то время, когда Охинский район по СНиПу относился к 6-балльной зоне, поэтому антисейсмические мероприятия отсутствуют полностью.

80-квартирные крупноблочные жилые дома двухрядной разрядки имели размеры в плане 12×67.2 м, высоту 18.6 м и подвал с продольными и поперечными несущими стенами с шагом 6: 2.4; 8.4; 16.8 м. Фундаменты – сборные бетонные блоки М100 толщиной 400 мм на растворе М25 на фундаментных железобетонных подушках с глубиной заложения – 3.6 м; 4.3 м: – 4.51 м. Наружные стены – сборные керамзитобетонные блоки толщиной 400 мм М75 на растворе М25. Внутренние несущие поперечные стены - кирпичная кладка толщиной 380 мм из кирпича М75 на растворе М25, по оси В продольная несущая стена – бетонные блоки с заделкой отдельных мест кирпичной кладкой. В местах пересечения несущих продольных и поперечных стен предусматривалось армирование Т и Г-образными арматурными сетками. Перегородки междуквартирные и междуквартирные – железобетонные М150 толщиной 100 и 200 мм соответственно. Полы дощатые толщиной 37 мм по деревянным балкам сечением 10×150 мм. Арматурные выпуски поясных и перемычечных блоков соединены между собой сваркой. Диски перекрытий и покрытия сформированы из железобетонных кругло пустотных плит, которые крепились через одну между собой при помощи скруток из проволоки, пропущенной через монтажные петли. Крыша совмещенная, кровля 4-слойный рубероидный ковер. Некоторыми особенностями отличался дом № 20 гостиничного типа, привязанный по типовому проекту 1-447С-17.

Конструктивно все 5-этажные здания состояли из сборных крупных керамзито-бетонных блоков с железобетонными плитами покрытий. По данным выполненных после землетрясения лабораторных испытаний фактическая несущая способность керамзитобетонных блоков составила 26 кг/см вместо 75 кг/см по проекту.

В непосредственной близости к разрушенным 5-этажным жилым зданиям располагаются четыре 2-этажных кирпичных и крупноблочных жилых здания, построенные в Нефтегорске в 1979 – 1983 гг., когда поселок в соответствии со СНиП П-7-81 был отнесен к 7-балльной зоне. Здания возведены с учетом антисейсмических мероприятий, имеют 4 продольных несущих стены, шаг поперечных стен – 3.2 м. Конструктивное решение 2-этажного двухсекционного 12-квартирного жилого дома принималось по типовому проекту 114-52-166С/1, разработанному в 1977 г. институтом «Кавграждансельпроект» для сейсмических районов и привязанному СахалинНИПИнефтегазом в конце 70-х – начале 80-х годов. Расчетная сейсмичность площадки принималась равной 7 баллам. Грунты в основании фундаментов - пески

пылеватые средней плотности. Кирпичное здание решено в жесткой конструктивной схеме с несущими продольными и поперечными кирпичными стенами с облицовкой наружных стен офактуренным керамзитобетонным камнем.

12-квартирные крупноблочные жилые дома построены по типовому проекту 113–123, разработанному ЛенЗНИИЭП для сейсмических районов и привязанному «СахалинНИПИнефтегазом». Здания двухрядной разрядки с размерами в плане в осях 12.6 × 32.4 м, высотой 9.02 м, с подвалом и глубиной заложения 3.23 м. Шаг продольных стен – 6.3 м, поперечных – 2.7; 6.3 и 9.9 м. Фундаменты – ленточные бетонные толщиной 400 мм и 450 мм по железобетонным подушкам, по верху фундаментных плит предусмотрен антисейсмический шов (цементный раствор М100 и арматурная сетка С1). Наружные стены из керамзитобетонных блоков толщиной 500 мм, внутренние стены однорядной разрезки из бетонных блоков толщиной 300 мм.

Перемычечные и поясные блоки – армированные и имеют закладные детали для связи с простеночными блоками и перекрытием. Блоки внутренних стен крепятся между собой на сварке металлических пластин к закладным деталям. В уровне диска перекрытия предусмотрен антисейсмический пояс из керамзитобетона М200. Монолитные участки выполняются из бетона М200.

Степень повреждения 2-этажных зданий с антисейсмическим усилением 1 – 2. Характерные повреждения: вертикальные и горизонтальные трещины между блоками и перемычками; косые трещины в перегородках; повреждения печей, вертикальные трещины в местах сопряжения стен; частичные повреждения печных труб; смещение входных козырьков (на одном из подъездов произошло обрушение входного козырька).

Находящиеся в Нефтегорске 80 деревянных одноэтажных дачных домов практически не пострадали и имеют степень повреждения 0.

Сильные повреждения получило здание школы. Основная часть школьного комплекса представляет 3-этажное кирпичное здание со сборным железобетонным перекрытием. Школьный комплекс не имел антисейсмического усиления и получил повреждения 4 – 5 степени: частичные обрушения несущих стен, обрушение значительной части самонесущих стен, значительные повреждения и обрушения перегородок, обрушение покрытия актового зала, полное обрушение конструкций спортивного зала.

Значительные повреждения до полного обрушения получили несейсмостойкие 2-этажное каркасное здание магазина и каркасное здание Дома культуры. Полностью разрушенным оказалось 2-этажное каркасно-панельное здание НГДУ «Востокнефтегаз». Здание выполнено по проекту, в котором предусматривались антисейсмические мероприятия. Несколько выполненных без антисейсмических мероприятий одноэтажных зданий вспомогательных производств (мастерские, гаражи и др.) со стенами из мелкоштучных керамзитово-шлакоблоков получили повреждения не более 2 степени.

Пос. Сабо находится от эпицентра в 35 – 40 км. В составе застройки выделяются 2-этажные сейсмостойкие здания типа С7, с той же конструктивной схемой, что и подобные здания в Нефтегорске, 1-этажное сейсмостойкое здание столовой постройки 1981 г. (тип С7), несколько амортизированных деревянных 2-этажных зданий (тип В). Те и другие преимущественно получили 2 степень повреждений, реже – 3. 3 степень повреждений получили несейсмостойкие каменные здания: 1-этажный дом культуры, построенный в 1972 г., и средняя школа 1967 г. строительства. В здании школы на продольных наружных стенах наблюдаются значительные трещины по всей высоте здания, сквозные трещины в верхних углах от карниза до середины уровня проема верхнего этажа, сквозные трещины в пересечениях поперечных стен с продольными, в местах примыкания стен к перекрытиям. Многочисленные сквозные трещины (наклонные, вертикальные, горизонтальные) наблюдаются во внутренних перегородках.

Пос. Колендо располагается в 100 км от эпицентра, 25 км к северу от Охи. Обследованы 12 4-этажных крупноблочных зданий серии 1-447С 1964-1965 гг. строительства, железобетонными перекрытиями несейсмостойкие здания школы 1965 г. постройки, несейсмостойкие каменные здания АТС, поликлиники, котельной, клуба и детсада. Преобладающая степень повреждения – 2. Не получил никаких повреждений 4-этажный крупнопанельный жилой дом.

Пос. Тунгор расположен между Охой и Нефтегорском, в 60 км к северу от эпицентра

землетрясения. Сильные повреждения (3 степени) получила 2-этажная крупноблочная начальная школа 1965 г. строительства. Кирпичное здание школы состоит из 3 блоков: 2-этажного и двух 1-этажных. При землетрясении в здании школы произошел обрыв торцевой стены с раскрытием вертикальных трещин до 3 см. появились трещины до 3 мм в швах между блоками и перемычками, в лестничных клетках, произошел перекося дверей в перегородках.

Значительные повреждения (до 3 степени) получило 2-этажное крупноблочное здание клуба: сквозные трещины в опорных стенках, в местах примыкания высотной части к фасадной.

Город Оха находится в 75 км от эпицентра. Частная застройка в основном представлена деревянными домами из бруса, реже щитовыми. Из обследованных 490 домов видимых повреждений не имеет 313. Повреждения 1 степени отмечаются у 64, 2 – у 72 домов. 40 домов характеризуются 3 и один дом – 4 степенью поврежденности. Характерные повреждения 1 – 2 степени – трещины в сопряжениях перегородок, в примыкании печки и трубы к перегородке, сдвиг кладки домового дымохода, разнообразные трещины в штукатурке стен и потолка, осыпание штукатурки, проседание полов, реже – разрушение домовых труб, трещины в сопряжении стен и перегородок с потолком, проседание углов дома.

У домов 3 степени поврежденности отмечаются разрушение печных труб, сильная деформация стен, раскрытые трещины по стенам и перегородкам, значительная просадка полов, отдельные провалы крыши. У дома № 26 по ул. Панфилова повреждения выражены в наиболее значительной степени - сильная деформация стен, провисание потолка, просадка пола.

Анализ геологических материалов показывает, что степень поврежденности не связана с локальными тектоническими инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями, а контролируется степенью физического износа зданий. Как правило, повреждения 2 – 3 степени получили дома, построенные до 70-х годов, главным образом в 30-х – 60-х годах. У многих зданий физический износ усугубился из-за низкого качества строительства.

Пос. Некрасовка. За исключением 2 ветхих строений, амортизированных на 95% и аварийных, получивших 3 и 4 степени повреждения, здания пострадали мало. Характерные повреждения - трещины в наружных стенах и перегородках, обрушение козырька, трещины в лестничных клетках, мелкие трещины в местах сопряжения внутренних и наружных стен и др.

Пос. Москальво. В поселке наиболее значительные повреждения (4 степени) получили ветхие (с износом до 86%) аварийные 1-этажные брусчатые жилые дома 50–60 гг. постройки. Стены и потолки в трещинах, наружные стены сильно деформированы, наблюдается угрожающий крен. Несейсмостойкие деревянные и каменные здания поздних лет постройки не получили повреждений больших чем 1–2 степени.

Пос. Восточный. Сейсмостойкие 3-этажные жилые здания 123 серии в Восточном не получили повреждений более, чем 1 степени.

Обобщая результаты предварительного инженерного анализа последствий Нефтегорского землетрясения в населенных пунктах Охинского района, выделим основные ущербно образующие факторы, расположив их в порядке убывания степени их значимости: расстояние до эпицентра, строительство без антисейсмических мероприятий, недооценка уровня сейсмического воздействия, особенности конструктивного типа зданий, степень физического износа и качество строительства, возможный резонансный эффект.

Тем не менее, тяжелые последствия землетрясения в Нефтегорске обусловлены также значительным вкладом водонасыщенных пылеватых и мелких песков с псевдоплавунными и псевдоплавунными свойствами. На других территориях роль грунтовых условий проявилась меньше в силу либо их большей благоприятности (Сабо), либо в связи с удаленностью поселков от эпицентра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кофф Г.Л., Гусев А.А., Воробьев Ю.Л., Козьменко С.Н. Оценка последствий чрезвычайных ситуаций. М.: РЭФИА, 1997.
2. Кофф Г.Л., Малаховский А.А.; Ким Чун Ун. Роль характера застройки городов острова Сахалин в формировании сейсмического риска и анализ последствий Невельских землетрясений 18 августа 2006 г. и 2 августа 2007 г. Владивосток: НИИЦ «Геориск», 2007. 59 с.
3. Кофф Г.Л. Сейсмический риск. РЭФИА, 2001.
4. Кофф Г.Л. Сценарная оценка риска землетрясений и других опасных процессов // Сейсмическое строительство. М.: ВНИИНТПИ, 1996. Вып.3. С. 17-26.
5. Кофф Г.Л., Гусев А.А., Козьменко С.Н. Экономическая оценка последствий катастрофических землетрясений. М., 1996. 200 с.
6. Кофф Г.Л., Чеснокова И.В. Информационное обеспечение страхования от последствий от опасных природных процессов (на примере землетрясений). М.: Полтекс, 1998. 168 с.
7. Методические рекомендации по инженерному анализу последствий землетрясений. М., ЦНИИСК, 1981.
8. Кофф Г.Л. и др. Уроки Спитака: Очерк о Спитакском землетрясении, о его последствиях и невыученных уроках. Владивосток: Дальнаука, 2008. 156 с.

УДК 551.248(571.56)

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ЧЕРСКОГО В 2013 ГОДУ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

С.В. Шибает, Б.М.Козьмин, А.Ф. Петров, К.В. Тимиршин

Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск, Россия
shibaev@emsd.ysn.ru

Верхояно-Колымская складчатая система, развитая на северо-востоке Азиатского континента, пересекается от моря Лаптевых к Охотскому морю широкой (до 400 км) полосой эпицентров землетрясений, называемой сейсмостектонической зоной Черского. Эта зона является частью Арктико-Азиатского сейсмического пояса, который разделяет Евразийскую и Североамериканскую литосферные плиты, взаимодействующие между собой в данном регионе [3]. В пределах названной зоны в начале 21-го века отмечено существенное усиление тектонических процессов. Их активность обусловила возникновение ряда крупных сейсмических событий, среди которых только в 2013 г. произошли 3 сильных подземных толчка с $m_b = 5.4 - 6.9$ и интенсивностью в эпицентре до 7 – 9 баллов по шкале MSK-64.

АБЫЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 14.02.2013 Г., $M_b = 6.9$

Среди них наиболее интенсивным было Абыйское землетрясение 14.02.2013 г. с $m_b = 6.9$ – одно из крупных сейсмических явлений за последние 70 лет инструментальных наблюдений на территории Якутии. Анализ особенностей этого события базировался на данных, принадлежащих Геофизической службе РАН [11] и Якутскому филиалу ГС СО РАН, а также данных временных пунктов наблюдений, полученных совместно с Университетом штата Мичиган (США) [6, 10]. В современном структурном плане эпицентральной зона Абыйского землетрясения тяготеет к северо-восточной окраине Верхояно-Колымских мезозоид, где контактируют кайнозойские структуры Индигиро-Зырянской впадины и мезозойские структуры хребтов Момского и Андрей-Тас. Эпицентр Абыйского события с координатами 67.58° с.ш. и 142.67° в.д. находился в ненаселённой горно-таёжной местности. Глубина очага – 10 км. Время появления толчка соответствовало 13 ч 13 мин Гринвичского времени (в западной части территории Якутии, где оно ощущалось, была полночь, в восточной – первый час ночи 15 февраля по местному времени). Многие жители северных районов Республики Саха (Якутия) располагались ко сну или уже спали. В момент подземного удара большинство из них было разбужено, особенно в населённых пунктах рядом с эпицентром. Воздействие землетрясения в самом близком к эпицентру селе Куберганя (75 км к северо-востоку от эпицентра) соответствовало макроэффектам в 7 баллов. В деревянных 1 – 2-х этажных домах дребезжала посуда, стекла окон, открывались и закрывались двери, перемещалась мебель, раскачивались электролампочки. В отдельных строениях деформировало косяки дверей так, что они не закрывались. Со столов, полок, шатающихся шкафов падали книги, часы и другие предметы. Мощный гул. Проснулось всё население. Общий испуг. Некоторые выбегали на улицу при морозе -50° С. Утром обнаружилось смещение кирпичей в печных трубах на крышах, с которых также сошёл снег. На близлежащих озерах вокруг села и р. Индигирке треснул лёд и образовались наледи. 6-балльные возмущения наблюдались в ряде административных центров арктических районов Якутии: Белая гора, Депутатский, Батагай, Хону и др. Землетрясение было замечено в большинстве населённых пунктов, расположенных в междуречье Яны – Индигирки – Колымы. Наибольшее расстояние от эпицентра, где были зафиксированы его 2 – 3-балльные эффекты, составило более 400 км (пос. Усть-Куйга, Чокурдах, Казачье и др.). Общая территория арктических районов Республики Саха (Якутия), подверженная сотрясениям в 2 – 7 баллов, составила свыше 500 тыс. км².

Интенсивность толчка в эпицентре, согласно зависимости затухания макроэффектов с расстоянием при глубине очага 10 км и освобожденной сейсмической энергии 10^{17} Дж, могла составить 9 баллов. Следует отметить, что если бы сейсмический удар случился летом в период сезонной оттайки грунтов в болотисто-озерной местности (Индигино-Зырянская и Приморская низменности, Верхнеадычанская впадина и др.) сила землетрясения могла быть как минимум на один балл больше.

После основного землетрясения последовала продолжительная серия афтершоков. В первые три дня (14 – 16 февраля 2013 г.) они происходили с частотой до 10 – 15 толчков в час. Их число в течение только второй половины февраля 2013 г. составило ~ 1000 (в среднем по 70 толчков в сутки), а за февраль – май 2013 г. превысило 4000. Больше 20 афтершоков имели магнитуду $m_b = 4.4-5.2$ и интенсивность в эпицентре до 5 – 7 баллов.

Для совместного анализа проявления сейсмических событий в пространстве со структурно-тектоническими элементами территории была использована геологическая карта М 1:500000 (лист G 54), куда нанесены эпицентры главного толчка и его афтершоков. Выявлено, что вся сейсмоактивная область Абыйского землетрясения оказалась приуроченной к зоне влияния крупного регионального Илин-Тасского разлома, заложившегося ещё в юре и мелу [2, 3, 4]. Главный толчок и его афтершоки расположились на его северо-западном фланге в пределах хр. Андрей-Тас. Эпицентры повторных толчков образовали полосу шириной до 20 км при длине около 80 км, вытянутую в северо-западном направлении вдоль границы между Индигино-Зырянской впадиной и поднятием хребтов Момского и Андрей-Тас. Общая площадь области афтершоков составила почти 1300 км². Она заняла водораздел между р. Индигирка и её левым притоком р. Селеннях и фиксировалась также на правом берегу Индигирки. Положение области повторных толчков в пространстве соответствует «подновленному» участку данного разлома, где преимущественно развиты породы юры и мела [1, 3]. Именно на контакт этих древних пород и пришёл очаг основного землетрясения. Практически не были затронуты активными тектоническими движениями кайнозойские толщи.

Сам Илин-Тасский разлом трассируется с юго-востока на северо-запад почти на 500 км между Колымой и Индигиркой вдоль северо-восточного склона хребтов Момского – Андрей-Тас. В магнитном поле разлома фиксируются изменения рисунка магнитных аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая гравитационная ступень [2, 3]. В пределах Момского хребта разлом по геолого-структурным сведениям представляет левый сдвиг со взбросом с падением его плоскости на юго-запад под углом в 40 – 60°. Он является крупной фронтальной границей, по которой древние толщи юры и мела Момского поднятия взброшены и надвинуты на молодые кайнозойские образования Индигино-Зырянской впадины. Граница имеет яркое геоморфологическое выражение, за ней горы «встают стеной» [1].

В общей сложности для событий за февраль – май 2013 г. выполнено 781 определение глубины. Афтершоки возникали как вблизи земной поверхности ($h = 0-5$ км), так и прослеживались почти до низов земной коры ($h = 22-26$ км), мощность которой достигает здесь 35 – 40 км [9]. При этом чаще всего очаги повторных толчков реализовывались в среднем слое 9 – 12 км, где находился также гипоцентр главного толчка ($h = 10$ км). Наблюдалась миграция афтершоков по глубине. Например, в феврале – марте вторичные события регистрировались как в среднем слое, так и в верхней части коры, где наблюдалось их «всплывание» к земной поверхности. Глубокофокусные толчки стали появляться ближе к границе Мохо позднее, лишь в апреле – мае. Сначала как бы «прорабатывалась» верхняя часть земной коры и только позднее активизировалась нижняя. Таким образом, современными активными тектоническими движениями оказалась затронута почти большая часть толщи земной коры. Решение фокального механизма главного толчка, найденное по методу момента тензора центроида и заимствованное из бюллетеня «Международного сейсмологического центра» ISC [12], показало, что обе плоскости разрыва в очаге имеют северо-западное простирание (азимуты 324° и 118°) и круто наклонены: NP1 – к юго-западу под углом 43°, а NP2 – к северо-востоку под углом 50°. Кинематический тип подвижки в очаге землетрясения соответствует взбросу по обеим плоскостям сместителей. Сравнивая эти элементы залегания выявленных плоскостей

скольжения с морфо-кинематической характеристикой Илин-Тасского разлома по геолого-структурным данным (азимут простирания 310° с падением плоскости разлома на юго-запад под углом 60°) [1, 3]), можно считать рабочей в очаге плоскость разрыва NP1. Кроме механизма основного землетрясения дополнительно использовались параметры фокальных механизмов его 7 сильных афтершоков, подвижки в очагах которых также соответствовали взбросам, иногда с присутствием компоненты левобокowego движения. Их анализ показал для всей этой серии событий, что наиболее устойчива в очагах ориентация (разброс до 5°) напряжения горизонтального сжатия σ_3 (углы наклона к горизонту в интервале $0 - 26^\circ$), действовавшего по направлению NE - SW (средний азимут 42°). В то же время напряжение растяжения σ_1 – субвертикально (углы с горизонтом $45-90^\circ$), было ориентировано в направлении SE - NW (средний азимут 121°) и менее стабильно (широкий разброс до 60°). Совокупность полученных данных позволяет уверенно связывать возникновение Абыйского землетрясения с современными тектоническими движениями по крупному Илин-Тасскому региональному разлому. В последние полтора столетия здесь регистрировались лишь местные слабые землетрясения, хотя события, подобные Абыйскому случаю, судя по распространению здесь разновозрастных складчатых деформаций, могли иметь здесь место многократно [1]. Сопоставление элементов поля тектонических напряжений, действовавших в данном районе в мезозое и кайнозое, и реконструированных по геолого-структурным данным [3], с полем напряжений, определенным на основе решений механизмов очагов землетрясений, указывает на их хорошее согласие. Это может свидетельствовать, что древняя (MZ-KZ) система напряжений наследуется современной.

УЛАХАН-ЧИСТАЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 20.01.2013 Г., МВ = 5.7

Другое сильное землетрясение в рассматриваемом временном интервале случилось в центральной части сейсмотектонической зоны Черского в хр. Улахан-Чистай, вблизи восточного окончания кайнозойской Бугчанской впадины. Улахан-Чистайское событие произошло 20.01.2013 г. в 8 ч 38 мин Гринвичского времени с $m_b = 5.7$ на глубине 23 км. Его координаты соответствовали 64.76° с.ш. и 146.66° в.д. Сила сотрясений в эпицентральной области могла достигать 7 – 8 баллов. Особенностью данного толчка является отсутствие афтершоковой деятельности. Землетрясение ощущалось в трёх северо-восточных районах Республики Саха (Якутия) (Оймяконском, Момском и Верхнеколымском), а также на юге Магаданской области на площади почти 300 тыс. км².

Особенно ярко оно проявилось в плейстосейстовой области (14 км к северо-западу от эпицентра), где её пересекает вдоль террасы руч. Джопкачан (левый приток р. Тирехтях, бассейн р. Момы) автозимник Сасыр – Усть-Нера. Как отметили водители, проезжавшие здесь перед новым годом, дорога была в хорошем состоянии. Отправившись в обратный путь после землетрясения, группа автомашин попала в несколько глубоких канав и рытвин глубиной до 1 м, образовавшихся поперек полотна дороги. Они возникли после землетрясения и были заполнены снегом с водой, при этом вода была выдавлена при смещении грунта.

В ближайшем к эпицентру селе Сасыр (52 км к востоку от эпицентра), где все постройки одноэтажные и деревянные, наблюдались сотрясения с интенсивностью 6 – 7 баллов. В момент землетрясения жители находились в помещениях. Все почувствовали мощный удар с грохотом, казалось, что «бульдозер рушит дома». От страха многие в панике выбегали на мороз. При вибрации домов треснули стекла в окнах, появились трещины в печах. Внутри домов все двигалось и содрогалось: мебель, посуда, шкафы, открывались двери, падали предметы на пол и др.). У одного жителя упал с тумбочки телевизор.

6-балльные макроэффекты отмечены в пос. Усть-Нера и Артык (90 – 160 км от эпицентра). Толчок почувствовало большинство населения, многие были очень испуганы. Особенно сильно воздействие «тряски» наблюдалось в каменных 2 – 5-этажных домах. При первом ударе все почувствовали резкое колебание стен, затем в течение нескольких минут здания начали раскачиваться. Всё это сопровождалось сильным глухим гулом. Во время землетрясения открывались и закрывались двери шкафов, смещалась одежда на плечиках. В стыках стен появились микротрещины. Дребезжала посуда, стекла окон, стеклянные полки и дверцы

кухонных шкафчиков. Перемещалась мебель, скрипели диваны и качались всяческие предметы. Наблюдался испуг домашних животных. В тоже время в деревянных одноэтажных домах посёлка сотрясения ощущались меньше. С силой в 5 баллов землетрясение наблюдалось в пос. Нелькан и Угольное на расстоянии 180 км от эпицентра. Слабее (4 балла) это событие проявилось в пос. Томтор, Хону и Зырянка на расстояниях от 220 до 250 км. В Магаданской области очевидцы в населённых пунктах Сусуман, Сеймчан и Талая, отстоящих от эпицентра на 220–500 км, отмечали сейсмические воздействия в 2 – 4 балла. Дальше всех (610 км к юго-востоку от эпицентра) этот толчок ощутили жители г. Магадан на верхних этажах жилых зданий (до 2 баллов).

Эпицентр Улахан-Чистайского землетрясения приурочен к трассе крупного регионального разлома Улахан (в переводе с якутского – Большой) северо-западного простирания. Он трассируется более чем на 1500 км от р. Индигирка до р. Колыма и далее менее надёжно – до побережья Охотского моря [3]. По длине данный дизъюнктив сопоставим с известным разломом Сан-Андреас в Калифорнии [8]. Улахан – один из основных сейсмогенерирующих разломов, отделяющий Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит. В настоящее время местную сейсмичность в районе Улахана контролирует сеть цифровых сейсмических станций Якутского филиала ГС СО РАН (Усть-Нера, Мома, Артык) и Магаданского филиала ГС РАН (Сеймчан, Сусуман, Омсукчан, Омчак), что позволяет без пропусков регистрировать все землетрясения, начиная с 8-го энергетического класса. За XX и начало XXI веков в зоне влияния Улахана отмечено более 14000 подземных толчков, которые произошли на глубинах 7 – 30 км в пределах земной коры (её мощность здесь ~ 35 км [9]). Интенсивность более десяти из них достигала в эпицентре 6 – 7 баллов. Повышенная мобильность Улахана подтверждается наличием в его системе следов современных землетрясений в виде обвалов, осыпей, камнепадов и др., а также крупных сейсмических событий прошлого (~ 20 палеосейсмодислокаций и сейсмопроявлений с возрастом от 4 тыс. лет и меньше). К наиболее крупным из них относятся сейсмодислокации «Чибагалах», «Тирехтях», «Урультун» и «Купкинская» [3]. Из хорошо сохранившихся древних дислокаций в зоне Улахана известна обвальная плотина «Тирехтях» высотой до 50 м, возникшая в момент землетрясения примерно 4 тыс. лет назад и перекрывшая один из водотоков в долине р. Тирехтях, левого притока р. Мома [1, 3]. Именно сюда тяготеет очаг современного Улахан-Чистайского события 2013 г. Разлом Улахан представляет собой левый сдвиг. Это фиксируется в чертах современного рельефа, когда при пересечении им верховьев рек Рассоха, Омудевка и Дарпир-Юрях (бассейн р. Колымы) регистрируется систематическое смещение их русел влево с амплитудой до 24 км, начиная с плиоцена (начала формирования современной гидросети), что позволяет оценить среднюю горизонтальную скорость движения по разлому в 0.5 – 0.7 см/год [3, 4].

Движения в очаге Улахан-Чистайского толчка по данным параметров фокального механизма, приведённого в бюллетене ISC [12], произошли по типу левого сдвига. При этом вектор сжатия был горизонтальным (угол наклона к горизонту 0°) и действовал в широтном направлении (азимут 90°), а вектор растяжения был ориентирован в долготном направлении (азимут 360°) под углом 23° к горизонту. Обе плоскости сместителей были субвертикальны: угол наклона первой – 74° с ориентацией на NE (азимут 43°), а угол наклона второй – 74° с простиранием на NW (азимут 317°). Выявилось полное совпадение параметров второй рабочей плоскости в очаге NP2 с морфо-структурными элементами разлома Улахан по геологическим данным (северо-западное простирание (азимут 80 – 320°) и близвертикальное положение разрыва (угол наклона 75 – 90°) [3].

ТАС-ХАЯХТАХСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 10.05.2013 Г., $M_b = 5.4$

Последнее ощутимое Тас-Хаяхтахское землетрясение 10.05.2013 г. произошло в 8 ч 38 мин Гринвичского времени на северо-западном фланге сеймотектонической зоны Черского в хребте Тас-Хаяхтах. Его координаты: 67.65° с.ш. и 139.01° в.д. Интенсивность в эпицентре близка к 6 – 7 баллам, магнитуда $m_b = 5.4$; глубина очага – 25 км. Землетрясение произошло в ненаселенной гористой местности, вдали от населенных пунктов, поэтому его макросейсмические эффекты

в 2 – 4 балла были отмечены на расстоянии 160 – 180 км к западу от эпицентра лишь в нескольких населенных пунктах (Батагай, Эсе-Хая, Улахан-Кюель), расположенных в бассейне р. Яна и её притоках. Толчок вызвал колебания домов и строений, которые почувствовали люди, находившиеся, в основном, внутри помещений в положении сидя и лежа. Слышался отдаленный глухой гул, как от взрыва. Слегка дрожали мебель, люстры и шелестели цветы в горшках. Позвякивала посуда в сервантах, слышался скрип полов.

Эпицентр данного события находился на северо-восточном подножье хр. Тас-Хаяхта рядом с Кыренской впадиной, входящей в состав протяжённой кайнозойской Момо-Селенняхской впадины, которая прослеживается в зоне Черского более чем на 700 км с северо-запада на юго-восток между хребтами Черского и Момский. Край Кыренской впадины вблизи эпицентра Тас-Хаяхта события ограничен пологим надвигом с наклоном к юго-западу [3].

Анализ фокального механизма, заимствованного из бюллетеня ISC [12], показал, что обе поверхности разрыва в фокусе Тас-Хаяхта толчка были ориентированы в направлении NW–SE: одна из них NP1 – крутая с падением на SW под углом 59°, азимут 127°; другая NP2 – более пологая с падением на NE под углом 31° и направлена по азимуту 307°. Тектонические напряжения сжатия были субгоризонтальны (угол 14°) и ориентированы на SW-NE (азимут 217°), напряжения растяжения – субвертикальны (угол 76°) и действовали в направлении NE (азимут 38°). При этом можно заметить, что кинематика разлома по структурным наблюдениям, ограничивающего Кыренскую впадину, удовлетворительно совпадает с параметрами плоскости NP2 фокального механизма и соответствует пологому надвигу с его падением на SW.

Приведённые результаты изучения трёх крупных сейсмических событий в Северо-Восточной Якутии, отмеченных в 2013 г., свидетельствуют об активизации современных сейсмотектонических процессов на границе Евразийской и Североамериканской литосферных плит в Северо-Восточной Азии и подтверждают высокий сейсмический потенциал этого региона. При этом, можно констатировать сохранение условий взаимодействия упомянутых плит, обусловленных их сближением (коллизией) при устойчивом сжатии в северо-восточном направлении. Об этом свидетельствуют параметры фокальных механизмов землетрясений и данные спутниковой геодезии (GPS-наблюдения) [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение РАН, 1999. 98 с.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 207 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
4. Козьмин Б.М., Шибаев С.В., Имаева Л.П., Имаев В.С., Петров А.Ф., Тимиршин К.В. Современная активность сейсмических поясов Якутии // Континентальный рифтогенез и сопутствующие процессы: мат-лы II-го Всероссийского симпозиума с международным участием. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С.167-171.
5. Шибаев С.В., Петров А.Ф., Маккей К.Д. и др. Сильное Абыйское землетрясение 2013 года на границе Евразийской и Североамериканской литосферных плит на северо-востоке Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат-лы Всероссийской науч.-практ. конф. Якутск: СВФУ, 2014. С. 555-559.
6. Шибаев С.В., Маккей К.Д., Козьмин Б.М. и др. Зимние полевые исследования зоны афтершоков Абыйского землетрясения 2013 г. на северо-востоке Якутии // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы IX Международной сейсмологической школы, 8-12 сентября 2014 г., Ереван. Ереван: МЧС РА, ИФЗ РАН, 2014. С. 354-357.
7. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R., Prytkov A. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geoph. Res. Let. 2006. Vol. 33. L 11303. P. 1-5.

8. Earthquakes Volcanoes. 1994. Vol. 25, N 1. 55 p.
9. Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. P. 283–297.
10. Mackey K.G., Shibaev S.V., Kozmin B.M., Burk D., Fujita K. The 14 February, 2013 Yakutia Earthquake: fieldwork, aftershock deployment and macroseismic effects // Abstracts. 2013 Fall Meeting AGU. San-Fransisco: USA. 2013, December 9-14. P. F1547.
11. <http://www.ceme.gsras.ru>
12. <http://www.isc.ac.uk>

УДК 550.2: 521.937

**ПРОЯВЛЕНИЕ В МИРОВОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ
КОСМОФИЗИЧЕСКИХ РИТМОВ И УДАЛЕННЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ПЕРЕД
СИМУШИРСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 15.11.2006 Г., $M_w = 8.3$**

В.А. Широков, П.П. Фирстов, Е.О. Макаров

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
shirokov@emsd.ru

ВВЕДЕНИЕ

В свете развиваемых представлений о реальной геофизической среде как динамичной нелинейной открытой неравновесной диссипативной системе [6], можно считать, что ее эволюция связана с наблюдаемыми вариациями геофизических полей, которые отражают совокупное влияние внутриземных и внешних космических факторов [4, 13 и др.]. В работе [14] приводятся результаты прогнозов мировых землетрясений 2009–2013 гг. со временем упреждения около недели и моментной магнитудой $M_w \geq 7.5$, сделанных как в реальном времени, так и по ретроспективным данным. Целью данной работы является использование методического подхода, предложенного в [14] для прогноза магнитуды и времени (со временем упреждения до недели) Симуширского землетрясения (СЗ) 15.11.2006 г. с $M_w = 8.3$.

Район Средних Курил, где произошло СЗ, считается областью более слабого сейсмического потенциала по сравнению с соседними южным и северным участками Курильской зоны ввиду геолого-геофизических особенностей этой структуры на разных ее участках [10]. Следует отметить, что сделанный для СЗ долгосрочный прогноз по методике академика С.А.Федотова [11] оправдался.

**ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ КУРИЛО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА
ПЕРЕД СИМУШИРСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ С $M_w = 8.3$
И АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОТКЛИКА НА ВНУТРИСУТОЧНЫЕ РИТМЫ
МИРОВЫХ И КУРИЛЬСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Сейсмичность перед СЗ в области его очага была детально исследована с начала 2000 г. [2]. Показано, что в разные годы сейсмичность концентрируется в узких зонах разной конфигурации, причем в период 2000–2004 гг. землетрясения с $M > 6.0$ не регистрировались, а максимум сейсмичности отмечен в октябре 2006 г. непосредственно перед СЗ.

Известно, что в Курило-Охотском регионе максимум сейсмичности связан с землетрясениями с нормальной глубиной очагов до 70 км [10]. Кратко охарактеризуем сейсмичность в регионе для этих глубин с 1 января 2006 г. с $M > 4.3$ до времени возникновения СЗ по данным каталога землетрясений России [3]. В период с января по 9 сентября 2006 г. уровень сейсмичности был весьма низким при максимальном значении $M_{LN} = 5.0$. С 10 сентября по 13 октября подавляющее число землетрясений оказалось приурочено к широтной полосе 45.97° – 47.03° с.ш., в которой произошло 43 события из 50. Наиболее сильные землетрясения зарегистрированы: 28 сентября, $M_{LN} = 6.2$; 30 сентября, $M_{LN} = 6.9$; 1 октября, $M_{LN} = 6.7$; 13 октября, $M_{LN} = 6.3$. Эпицентры этих землетрясений расположены в узкой зоне 11×42 км (46.0° – 46.1° с.ш., 153.77° – 154.34° в.д.), приуроченной к одному из широтных разломов, характерных для Средне-Курильского блока на карте морфотектонического районирования [10]. Группирование наиболее сильных событий в узкой широтной зоне можно связывать с образованием ослабленной зоны у южной границы очаговой области, на что указано в работе [2]. Это достаточно типичная ситуация, которая обсуждается в различных моделях подготовки тектонических землетрясений [1, 8, 9 и др.].

Затем уровень сейсмичности резко снизился. В период с 14 октября по 14 ноября зарегистрировано только 6 землетрясений в активной полосе широт с максимальным значением $M_{LH} = 4.9$. В 2005 г. на Курильских островах наиболее сильным было событие с $M_{LH} = 6.1$, которое тоже попадает в широтную полосу повышенной активности 2006 г. Существенно, что к указанной активной широтной полосе приурочен эпицентр СЗ с координатами 46.57° с.ш., 153.29° в.д. (рис. 1).

В соответствии с методикой ГЛОБАС [14], если начала активных фаз в пределах статистически значимого 24-часового ритма (или его долей) для мировых и региональных землетрясений различаются не более, чем на 5%, то при выявлении эффекта сбоя активной фазы (для 2–3 или более событий) можно объявлять время тревоги для землетрясений с $M_w \geq 7.5$. Считается, что в этом случае имеет место фазовый резонанс мировых и региональных событий. Вероятность их возникновения в этом случае достаточно высока, причем из опыта тестирования методики время упреждения составляет около недели [14].

В данной работе исследовался сейсмический отклик мировых и курило-охотских землетрясений на 24-часовой и 8-часовой ритмы по данным однородного каталога NEIC Геологической службы США. На связь суточных ритмов с сейсмичностью перед землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г. с $M_w = 9.0$ указывается в работе [7].

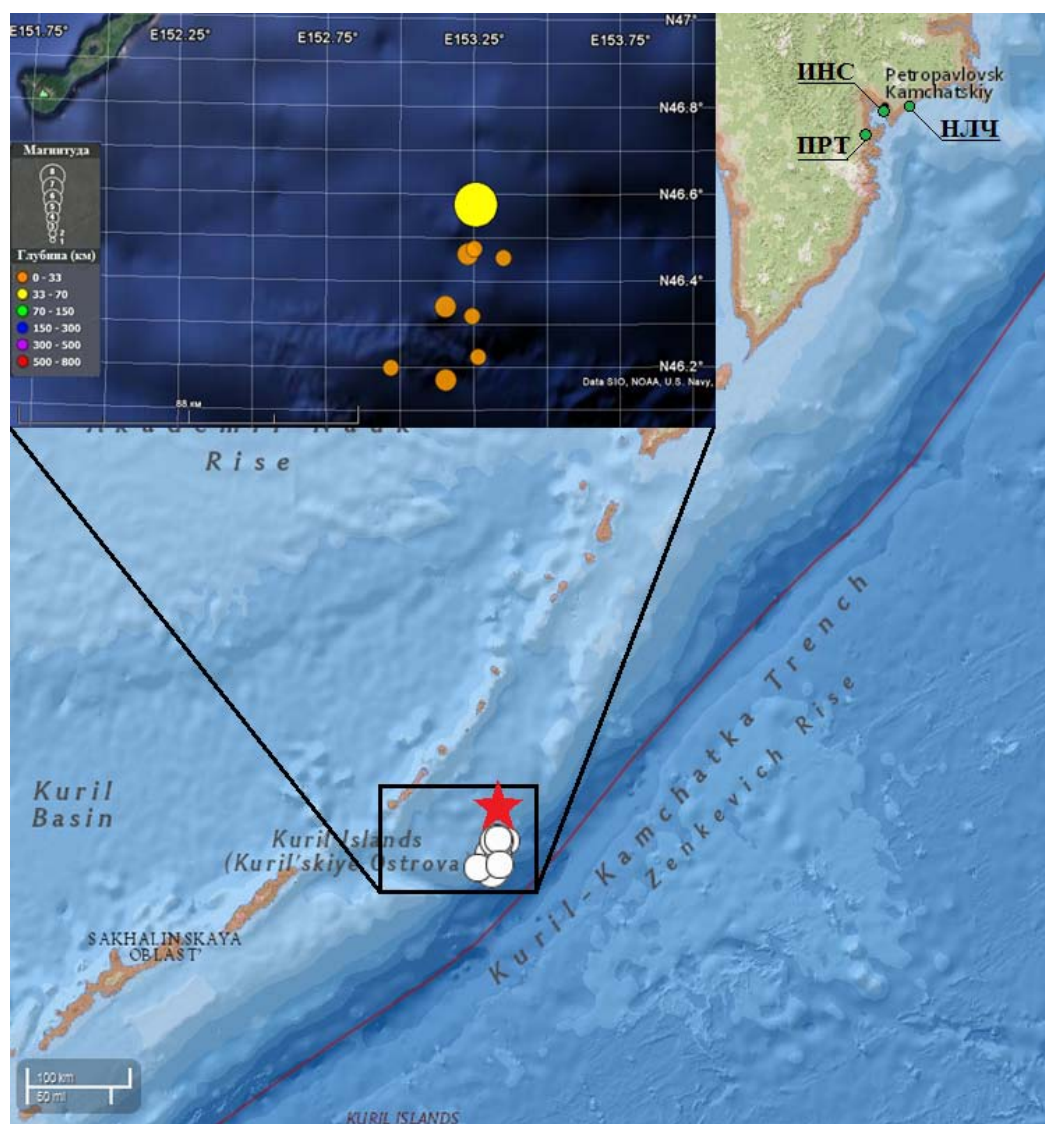


Рис. 1. Карта эпицентров Курильских землетрясений с $M > 5.3$ и эпицентр Симуширского землетрясения с $M = 8.3$ (выделен звездой).

Как видно на рисунке 2, для мировых землетрясений с $H > 300$ км (табл. 1) все 18 событий, произошедших с 5 ноября по 13 ноября, приурочены к выделенной горизонтальными линиями области активной фазы Φ_+ . Вероятность P случайного распределения событий по фазе 24-часового ритма, рассчитанная по формуле Бернулли, является значимой, т.к. $P < 0.01$ (табл. 1). Четыре события, произошедшие 13 и 14 ноября, приуроченные к неактивной фазе, указывают на смену режима сейсмичности согласно методике ГЛОБАС. Это является основанием для объявления времени тревоги. Вероятность в мире сильного события значительно возрастает, но оценить нижний порог ожидаемых магнитуд и их местоположение сложно, если в каком-либо регионе не выявлен значимый ритм с тем же периодом. В связи с этим рассматривались и сопоставлялись внутрисуточные ритмы для курильских ($n = 8$) и мировых ($n = 14$) событий. Выяснилось, что для этих выборок выявляются высокозначимые 8-часовые ритмы (табл. 1). Подавляющее число мировых событий с $M_w \geq 6.1$ (13 из 14), приурочены к узкой области активной фазы Φ_+ , составляющей 26.9% от длительности ритма (табл. 1). Начальные значения активных фаз мировых и курильских событий различаются всего на 2.4% относительно принятой за единицу полной фазы 8-часового ритма, что указывает на фазовый резонанс на планетарном и локальном уровнях. Как указано выше, в этом случае прогнозируется землетрясение с $M_w \geq 7.5$ в локальной области [14].

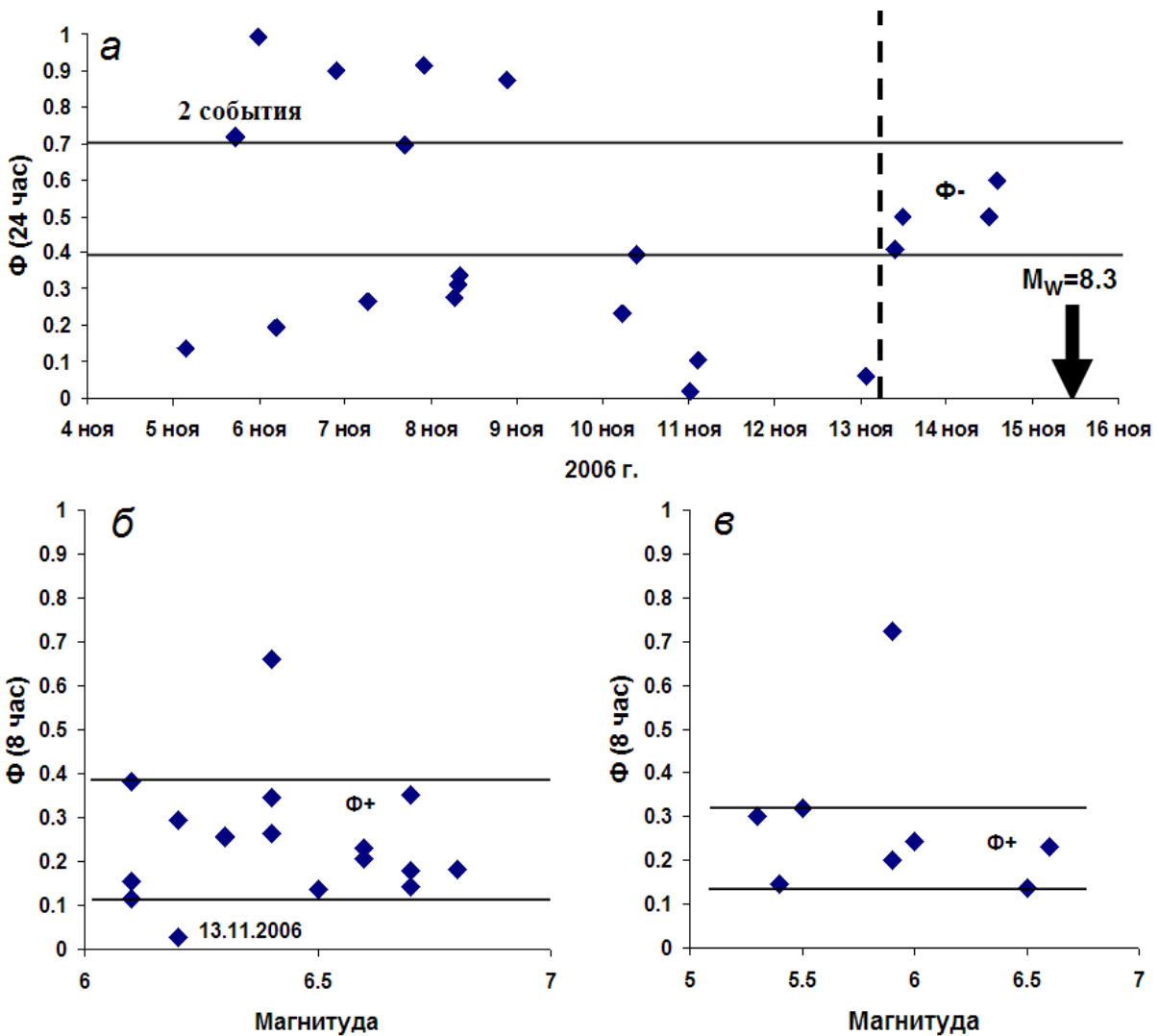


Рис. 2. Распределение во времени фаз глубоких мировых землетрясений с $M_w \geq 6.1$, $H > 300$ км для 24-часового ритма (а) и распределение по фазе 8-часового ритма мировых (б) и курильских (в) землетрясений согласно таблице 1. Землетрясения обозначены ромбами.

В период 13–14 ноября наблюдается смена режима (сбой фазы Φ_+) по 5 событиям, что является основанием для выдачи прогноза со временем упреждения около недели. Прогноз можно было бы сделать в конце суток 13 ноября, то есть за 1.5 суток до СЗ, когда сбой фазы уже выделялся уверенно.

Таблица 1. Характеристика выборок мировых и курильских землетрясений по данным NEIC и основных параметров сейсмического отклика для ритма Т с оценкой вероятности Р случайного распределения событий выборок по фазе ритмов в 2006 г.

Местоположение	Выборка			Т, час	Фаза, Φ_+	$\Delta\Phi$	$N_+(N_-)$	Р	Примечание
	Интервал	М	Н, км						
Мировые	30.09 – 12.11	≥ 6.1	< 700	8	0.115 – 0.383	0.269	13(1)	$2.1 \cdot 10^{-5}$	13.11 произошло событие в фазе Φ_- (сбой фазы)
Глубокие мировые земл.	5.11 – 13.11 (1 ч 26 мин)	4.5 – 6.8	> 300	24	0.695 – 0.391	0.697	18(0)	$1.5 \cdot 10^{-3}$	13 и 14 ноября отмечены 4 события в фазе Φ_- (сбой фазы)
Курильские о-ва	28.09 – 13.10	5.3-6.6	< 20	8	0.138 – 0.320	0.183	7(1)	$5.5 \cdot 10^{-5}$	После 13.10 отмечены 2 события в фазе Φ_-

Примечание. За начало нулевых фаз ритмов с периодом Т принимается начало суток по Гринвичскому времени. Фаза событий рассчитывается по формуле $\Phi = [(\text{сек}/60 + \text{мин})/60 + \text{часы}]/T$, целые числа отбрасываются. N_+ и N_- – число событий попавших в активные и неактивные фазы, соответственно. Фазы событий меняются от 0 до 1.0 по кругу, причем $\Phi = 0$ и $\Phi = 1.0$ тождественно равны.

Следует отметить, что все курильские события произошли в области будущего очага СЗ, в широтной полосе 46.21° – 46.48° с.ш. и приурочены к области очага СЗ, оконтуренного в работе [1]. Среднее значение 46.3° с.ш. отличается от широты события с $M_w = 8.3$ всего на 0.28° или на ~ 30 км, а различие средних значений долгот (153.21°) отличается от долготы эпицентра СЗ на 0.06° или на 5 км. Это связано с форшоковым процессом, предвдварявшим СЗ, на что указано в работе [2].

«УДАЛЕННЫЙ» ПРЕДВЕСТНИК СИМУШИРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПОЛЕ ПОЧВЕННЫХ ГАЗОВ НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Под «удаленными» предвестниками подразумеваются аномалии, регистрируемые перед землетрясениями с $M > 6$ на больших расстояниях за пределами зоны подготовки таких землетрясений [9]. «Удаленные» предвестниковые аномалии, как правило, регистрируются от нескольких десятков дней до нескольких часов перед сильными землетрясениями планеты. Примеры их регистрации на Камчатке и в других регионах Земли приведены в работе [16]. На пунктах мониторинга почвенных газов Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона «удаленные» предвестники регистрируются как водородными, так и радоновыми датчиками. Так, перед мегаземлетрясением Тохоку (расстояние 2100 км от очага) обнаружен «удаленный» краткосрочный предвестник за 42 суток в концентрации почвенного Rn и за 28 в концентрации H_2 [5, 14].

Рис. 3. Динамика концентрации молекулярного водорода и радона в пунктах мониторинга Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона: а – двух датчиков H_2 в пункте ПРТ; б – датчиков β -излучения в пункте НЛЧ; в – датчиков β -излучения в пункте ИНС (расположение показано на рис. 1); г – атмосферное давление и температура в бункере и контейнере пункта ИНС [5, 12]. Прерывистой вертикальной линией отмечен момент возникновения Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с $M = 8.3$.

«Удаленный» предвестник СЗ хорошо поддается визуализации на кривых концентрации Rn и H_2 на пунктах мониторинга почвенных газов. В пункте ПРТ, удаленном на 790 км от эпицентра, за двое суток перед Симуширским землетрясением синхронно на двух датчиках

наблюдается биполярный импульс с амплитудой, превышающей на 60% фоновые значения (рис. 3 а, б, в). В пункте НЛЧ за 12 дней перед землетрясением на двух разноглубинных датчиках β -излучения начался рост числа импульсов (рис. 3 б). В пункте ИНС 4 датчика β -излучения зарегистрировали начало аномалии за 5 суток, которая к моменту события превысила фон на $\sim 200\%$. Аномалии нельзя объяснить влиянием метеорологических факторов, т.к. в этот период не наблюдается сильных вариаций атмосферного давления (рис. 3 г), что дает основание рассматривать их как удаленный предвестник Симуширского землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Используя подход, предложенный в работе [14], к анализу планетарной и региональной сейсмичности в ретроспективе показано, что на основе исследования ритмов (24 и 8 часов) мировых и курильских землетрясений можно было бы сделать прогноз времени и места землетрясения с $M \geq 7.5$ со временем упреждения около 1.5 суток. Отметим, что этот результат был получен благодаря выявлению сбоя фазы мировых землетрясений, так как на Курильских островах в ноябре наблюдалось сейсмическое затишье на глубинах меньше 70 км. Этот вывод согласуется с резонансной планетарно-региональной моделью подготовки сильных землетрясений [15].

Включение в общую методику прогноза сильных землетрясений «удаленных» предвестников, выделенных по результатам мониторинга параметров геофизических полей в различных районах мира, может повысить эффективность прогноза катастрофических землетрясений большой магнитуды.

Полученные результаты подтверждают стратегию оценки района прогнозируемого землетрясения с использованием методики поиска ритмичности на планетарном и локальном уровнях и слежения за «удаленными» предвестниками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ, 1991. 212 с.
2. Злобин Т.К., Пеньковская О.В. Анализ сейсмической активности, предшествующей катастрофическому Симуширскому землетрясению 15 ноября 2006 года с магнитудой $M_w = 8.3$ в его очаговой области в период с 2000 по 2006 годы // Ученые записки Сахалинского государственного университета / под ред. А.А. Василевского. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2012. Вып. IX. С. 44-52.
3. Курило-Охотский регион ($M \geq 4.3$) // Землетрясения России в 2006 году. Обнинск: ГС РАН, 2009. С. 136-142.
4. Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике // Геотектоника. 1970. № 2. С. 30-76.
5. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48, № 1. С. 3-11.
6. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
7. Сидорин А.Я. Особенности суточной периодичности землетрясений Японии // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 3. С. 55-84.
8. Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 192 с.
9. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 312 с.
10. Тараканов Р.З. Уроки Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M_w = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.1$) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 41-54.
11. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Афтершоки и область очага Средне-Курильского землетрясения 15.IX. 2006 г., ($M_s = 8.2$); долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 3-23.

12. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 26-41.
13. Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103-115.
14. Широков В.А., Фирстов П.П. Макаров Е.О, Степанов И.И., Степанов В.И. Возможный подход к краткосрочному и долгосрочному прогнозу сильнейших землетрясений на примере Тохоку (Япония) 11 марта 2011 г., $m_w=9.0$ // Сейсмические приборы. 2014. № 4. С. 5-22.
15. Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой $M=6-7.8$ по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ, 2001. С. 95-116.
16. Широков В.А., Бузевич А.В., Широкова Н.В. О причинах возникновения «удалённых» геофизических предвестников, регистрирующихся на заключительной, около недели, стадии подготовки сильных мировых землетрясений // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: сб. докл. V Междунар. конф., с. Паратунка, Камчатский край, 2-7 авг. 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2009. С. 478-482.

УДК 550.343

УТОЧНЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ УСКОРЕНИЙ ЗАДАННОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ДЛЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ КАРТ ОСР–97

Л.Ф. Штанько

Дальневосточный научно-исследовательский, проектно-изыскательский и конструкторско-технологический институт морского флота, г. Владивосток, Россия
l.shtanko@mail.ru

Необходимость уточнения расчетных сейсмических ускорений заданной обеспеченности обусловлена тем, что трехуровневые карты сейсмического районирования территории России – ОСР–97 не в полной мере отвечают требованиям проектирования объектов с различным уровнем ответственности. Так, согласно идее декларируемого подхода, при прочих равных условиях, для объектов более высокого уровня ответственности должна быть принята более высокая интенсивность сейсмического воздействия, т.е. более высокое расчетное сейсмическое ускорение в основании сооружения. Фактически это условие зачастую не выполняется. В списке населенных пунктов, расположенных в сейсмических районах России, приложенном к СНиП II-7-81*, можно видеть, что для многих из них интенсивность сейсмических воздействий в баллах сейсмической шкалы MSK–64 по различным картам одинакова. А поскольку при определении сейсмических нагрузок согласно СНиП II-7-81* каждому баллу соответствует одно конкретное значение расчетного сейсмического ускорения, то получается, что и расчетные сейсмические ускорения для сооружений с различным уровнем ответственности также принимаются одинаковыми, т.е. не зависят от обеспеченности, что противоречит декларируемой идее.

Отмеченное противоречие обусловлено, с одной стороны, тем, что на картах ОСР–97 принята грубая градация интенсивности сейсмического воздействия в целочисленных баллах сейсмической шкалы MSK–64, и, с другой стороны, тем, что в СНиП II-7-81* без должного обоснования в качестве расчетного принимается максимальное значение сейсмического ускорения из интервала значений, соответствующих определенному баллу.

В практике проектирования объектов строительства для сейсмических районов уточненные оценки сейсмических ускорений заданной обеспеченности производятся на основе результатов сейсмического микрорайонирования, включающего составление и анализ моделей: зон источников землетрясений; повторяемости землетрясений и затухания движений грунта [2]. Однако указанные работы трудоемкие, дорогостоящие и продолжительные во времени.

Имеется потребность в более простом подходе оценки сейсмических ускорений заданной обеспеченности на основе известных и доступных данных, например, на основе трехуровневых карт ОСР–97. Некоторые положения такого подхода рассмотрены ранее в работах [4, 5].

Целью выполненного исследования является разработка простого приближенного способа уточнения расчетных сейсмических ускорений заданной обеспеченности на основе трехуровневых карт ОСР–97.

При разработке указанного способа были решены следующие задачи:

- 1) построение упрощенного приближенного непрерывного аналитического распределения вероятностей сейсмических ускорений на основе анализа имеющихся фактических данных [3] о землетрясениях различной интенсивности в г. Петропавловск-Камчатский за период наблюдений 260 лет (с 1737 г. по 1997 г.);
- 2) получение аналитических зависимостей для определения расчетных сейсмических ускорений заданной обеспеченности;
- 3) обобщение полученных результатов на другие районы ДВ региона и проверки их достоверности.

На основе анализа данных о землетрясениях различной интенсивности в г. Петропавловск-Камчатский для дальнейших анализов сейсмичности принята следующая упрощенная закономерность [4]: при увеличении интенсивности землетрясения на один балл средний период повторяемости увеличивается в четыре раза. С учетом указанных данных приняты следующие периоды повторяемости T_k землетрясений различной интенсивности для г. Петропавловск-Камчатский: 7 баллов – 12,5 лет; 8 баллов – 50 лет; 9 баллов – 200 лет; 10 баллов – 800 лет (прогноз по [3]).

Принятая закономерность дает завышенные значения сейсмических ускорений по сравнению с наблюдаемыми, что идет в запас надежности рассчитываемых сооружений и при этом позволяет получить простое аналитическое выражение для распределения плотности вероятностей сейсмических ускорений A

$$f(A) = \alpha \cdot A^{-3}, \quad (1)$$

где α – коэффициент.

Принято, что максимальные сейсмические ускорения в распределении (1) ограничены значениями, в 1.5 раза превышающими ускорения, соответствующие верхнему пределу балла 99% обеспеченности, т.е. для условий г. Петропавловск-Камчатский $A_{\max} = 12 \text{ м/с}^2$. Это позволило избежать завышения сейсмических ускорений, особенно в области высокой обеспеченности.

Получена следующая формула для определения текущего значения сейсмического ускорения A_i , соответствующего периоду повторяемости T_i

$$A_i^2 = \frac{T_i}{K + T_i/A_{\max}^2}, \quad (2)$$

где K – коэффициент.

В таблице 1 приведены значения периодов повторяемости и расчетные сейсмические ускорения различной обеспеченности для сооружений с нормативным сроком службы $\tau = 50$ лет.

Таблица 1. Значения периодов повторяемости и сейсмических ускорений различной обеспеченности для г. Петропавловск-Камчатский

Параметр	Обеспеченность, P_0						
	0.50	0.80	0.90	0.95	0.97	0.99	0.995
Период повторяемости	70	225	475	975	1640	4975	9980
Сейсмическое ускорение	1.38	2.34	3.41	4.69	5.79	8.31	9.67

На основании данных таблицы 1 для срока службы сооружения 50 лет вычислены коэффициенты перехода от ускорений с обеспеченностью 90% (карта А) к ускорениям: с обеспеченностью 95% - КАВ; с обеспеченностью 99% - КАС; с обеспеченностью 99,5% - КАД, а также от ускорений с обеспеченностью 95% (карта В) к ускорениям с обеспеченностью 99% - КВС. Результаты представлены в таблице 2.

Таблица 2. Значения сейсмических ускорений и коэффициентов перехода

Сейсмические ускорения, м/с^2 при обеспеченности (карта)				Коэффициенты перехода			
90% (карта А)	95% (карта В)	99% (карта С)	99.5% (карта D)	K_{AB}	K_{BC}	K_{AC}	K_{AD}
3.41	4.69	8.31	9.67	1.375	1.772	2.437	2.836

Выполнено обобщение полученных для г. Петропавловск-Камчатский результатов на другие районы ДВ региона. Принимается допущение, что полученные значения коэффициентов перехода могут быть распространены на любой сейсмический район ДВ региона России, расположенный в единой Курило-Камчатской сейсмогенной зоне. Процедура уточнения (восстановления) сейсмических ускорений различной обеспеченности состоит в том, чтобы,

используя данные сейсмического районирования согласно картам ОСР-97 и принятые коэффициенты перехода, вписаться в пределы диапазонов ускорений, соответствующих баллам сейсмической шкалы MSK-64 [1]: 6 баллов – $0.25 \div 0.5 \text{ м/с}^2$; 7 баллов – $0.5-1.0 \text{ м/с}^2$; 8 баллов – $1.0 \div 2.0 \text{ м/с}^2$; 9 баллов – $2.0 \div 4.0 \text{ м/с}^2$; 10 баллов – $4.0 \div 8.0 \text{ м/с}^2$.

Графики зависимости сейсмических ускорений от их обеспеченности для различных комбинаций баллов по картам сейсмичности приведены на рисунке 1, а значения сейсмических ускорений для этих комбинаций баллов приведены в таблице 3.

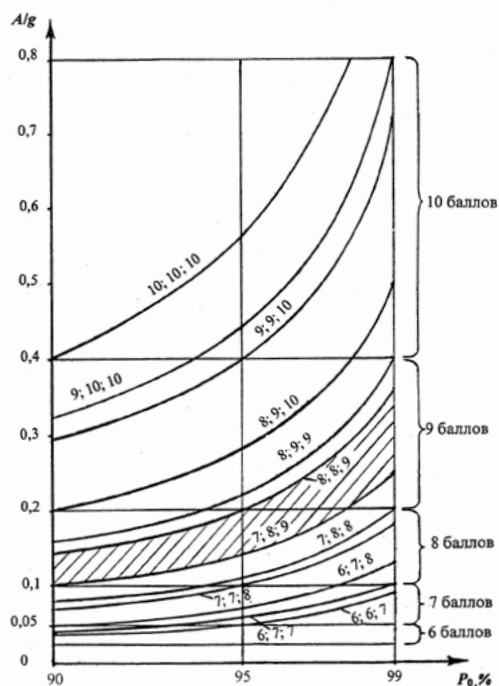


Рис. 1. Зависимость сейсмических ускорений от обеспеченности P_0 при различных комбинациях баллов по картам ОСР-97 (А, В, С).

Таблица 3. Уточненные максимальные значения сейсмических ускорений различной обеспеченности

Комбинация сейсмичностей в баллах по картам А, В и С	Ускорения, в м/с^2 , при обеспеченности (по карте)			
	90% (карта А)	95% (карта В)	99% (карта С)	99.5% (карта D)
6; 6; 7	0.36	0.50	0.89	1.03
6; 7; 7	0.41	0.57	1.00	1.16
6; 7; 8	0.50	0.69	1.22	1.42
7; 7; 8	0.73	1.00	1.77	2.06
7; 8; 8	0.82	1.13	2.00	2.33
7; 8; 9	1.00	1.38	2.44	2.84
8; 8; 9	1.45	2.00	3.54	4.13
8; 9; 9	1.64	2.26	4.00	4.66
8; 9; 10	2.00	2.75	4.87	5.67
9; 9; 10	2.91	4.00	7.09	8.25
9; 10; 10	3.28	4.52	8.00	9.32

Выполнены проверки достоверности полученных результатов путем сопоставления их с результатами специальных исследований по уточнению исходного уровня сейсмической опасности в районе пос. Пригородное Сахалинской области (г. Корсаков) [2]. Сейсмичность района характеризуется комбинацией баллов 8; 8; 9.

На рисунке 1 видно, что комбинации баллов 8; 8; 9 соответствует участок между кривыми для комбинации баллов 7; 8; 9 и 8; 8; 9 (участок заштрихован). Верхняя кривая соответствует максимальным сейсмическим ускорениям комбинации баллов 8; 8; 9, а нижняя – минимальным ускорениям.

В таблице 4 приведены минимальные, максимальные и средние значения сейсмических ускорений различной обеспеченности, вычисленные по предлагаемому способу и соответствующие комбинации баллов 8; 8 и 9 по картам А, В и С.

Таблица 4. Значения сейсмических ускорений (в м/с²) различной обеспеченности (по картам А, В, С) для районов с комбинацией баллов 8; 8; 9

Сейсмические ускорения	Для комбинации баллов 8; 8; 9 (Корсаков)			
	90% (А)	95% (В)	99% (С)	99.5% (D)
Минимальные (7; 8; 9)	1.00	1.38	2.44	2.84
Максимальные (8; 8; 9)	1.45	2.00	3.54	4.13
Средние	1.23	1.69	2.99	3.49

Для объекта строительства в районе пос. Пригородное с комбинацией баллов 8; 8; 9 по сейсмической шкале MSK–64 организациями: ГО «Росстройизыскания» Минстроя РФ и Институтом морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН под руководством Г.Л. Коффа и А.И. Иващенко был выполнен вероятностный анализ сейсмической опасности площадки. Результаты работы были представлены в заключительном отчете [2] и дополнении к нему.

Были рассчитаны значения горизонтальной составляющей пикового ускорения грунта (mean PGA), которое может возникнуть на площадке со средними периодами повторения T = 100, 200, 500, 1000, 2000, 5000 и 10000 лет. Использовались несколько моделей затухания ускорений, в том числе, F&T [6], и SAN (Сахалин). Рассмотрены два варианта грунтовых напластований площадки строительства: площадка сложена грунтом одной II категории по сейсмическим свойствам; площадка сложена грунтами разных категорий по сейсмическим свойствам.

Откорректированные результаты расчетов были представлены в дополнении к заключительному отчету [2] в 2000 г. и приведены в таблице 5.

Таблица 5. Значения пиковых сейсмических ускорений различной обеспеченности (см/с²)

Период повторяемости землетрясений T, годы, (обеспеченность, %)	Исследования ГО «Росстройизыскания» и ИМГиГ ДВО РАН		Расчеты по упрощенной методике ОАО «ДНИИМФ»		
	Грунт одной категории II согласно СНиП	Грунты разных категорий согласно СНиП	Минимальные ускорения (7, 8, 9)	Максимальные ускорения (8, 8, 9)	Средние ускорения
1	2	3	4	5	6
500 лет (90%)	121.4	128.2	100	145	123
1000 лет (95%)	159.6	170.0	138	200	169
5000 лет (99%)	274.4	295.1	244	354	299
10000 лет (99.5%)	329.2	357.8	284	413	349

Сопоставление данных таблицы 5 показывает, что средние значения сейсмических ускорений, рассчитанные по упрощенной методике ОАО «ДНИИМФ» (графа 6), хорошо согласуются с результатами более точных исследований ГО «Росстройизыскания» и ИМГиГ ДВО РАН (графы 2 и 3). Следовательно, допущения, принятые в предложенном упрощенном методе восстановления сейсмических ускорений на основе карт ОСР–97, правомочны, а полученные обобщающие результаты имеют высокий уровень надежности.

Для дальнейшей проверки надежности результатов предложенного в настоящей работе приближенного способа уточнения расчетных сейсмических ускорений заданной обеспеченности целесообразно произвести сопоставления их с результатами более точных исследований на других площадках строительства ДВ региона (с другими комбинациями баллов по картам ОСР–97).

ЛИТЕРАТУРА

1. Медведев С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 151-162.
2. Площадка для размещения завода сжиженного газа в пос. Пригородное: отчет о результатах сейсмического микрорайонирования по проекту «Сахалин-2» (заключительный) / науч. рук.: Г.Л. Кофф и А.И. Иващенко; ГО «Росстройизыскания» Минстроя РФ, ИМГиГ ДВО РАН. Москва - Южно-Сахалинск, 1998. (с дополнениями 2000 г.).
3. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. М.: Наука, 1980. 307 с.
4. Штанько Л.Ф. Вероятностные оценки расчетных сейсмических ускорений в зависимости от срока службы сооружения // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2001. № 1. С. 37-39.
5. Штанько Л.Ф. Уточнение расчетных сейсмических ускорений в зависимости от категории ответственности сооружения // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2001. № 5. С. 32-34.
6. Fukushima Y.A., Tanaka T. New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan // Bul. Seismol. Soc. Am. 1990. Vol. 80, №. 4. P. 757-783.

UDC 551.21

GEOLOGICAL RECORDS OF TSUNAMI ON THE EASTERN PRIMORYE COAST

*Yu. Nishimura¹, L.A. Ganzey², N.G. Razjigaeva², V.M. Kaistrenko³,
T.A.Grebennikova², A.O. Gorbunov³*

¹Institute of Volcanology and Seismology, Hokkaido University, Sapporo, Japan;

²Pacific Geographical Institute, Far East Branch, RAS, Vladivostok, Russia;

³Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch, RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
yng@mail.sci.hokudai.ac.jp

The study of historical and paleotsunami deposits allows us to estimate the magnitude and frequency of such events in the past, which is necessary to assess the tsunami hazard area. Destructive tsunamis occur rarely, and the number of historical observations is too small to obtain reliable data on the recurrence and intensity of the tsunamis. In the northern Japan Sea, the epicenters of tsunamigenic earthquakes were mainly located on the shelf and submarine slope of the Japanese islands and along western Sakhalin up to Uglegorsk [8]. In this region there was the volcanogenic tsunami, for example, tsunami 1741 after eruption of Oshima-Ohshima volcano, in 55km from south part of Hokkaido Island [5].

In the 20th century, three large tsunamis occurred near the Primorye coast: in 1940, 1983, and 1993. Polyakova [6, 7] also mentioned the tsunami of 1907. There is very little information on the tsunamis of 1907 and 1940. The consequences of the 1983 and 1993 tsunamis have been studied with the measurement of the tsunami wave height and the horizontal distance with interviewing of eyewitnesses [6, 7, 2].

Other aspects in the works on the study of tsunamis on the Primorye coast were the assessment of damage produced by tsunamis on natural and industrial objects, the classification of the coasts in terms of the tsunami wave impact, and their subdivision on the basis of the tsunami hazard [3, 4]. However, the study of sedimentation remained beyond the scopes of these works.

The study is based on Russia-Japan cooperative field expeditions in 2010 – 2014, in which we identify the deposits of historical and paleo-tsunami in sections of the coastal lowlands of the Eastern Primorye [1]. This paper is aimed to identify the tsunami deposits in the sections of the eastern Primorye coastal lowlands, revealing the specific features of the sedimentation during the tsunami passage, and determination of their scale and frequencies on different bays. The studied region included: Plastun, Oзера, Kitovoe Rebro, Oprichnik, Langou I, Lidovka, Rudnaya Pristan, Olga, Moryak-Rybolov, Milogradovka, Krasnaya Skala, Valentin, Kit, Zarya, Proselohnaya and Kievka bays. The main objects were lacustrine–swampy deposits of coastal lowlands located beyond the influence zone of strong storms. Sections were studied along profiles extending from the water's edge toward the land area; the hypsometric position of the sections was determined by leveling. 90 sections, including pits and hand drilled holes, were described and sampled. In all of the sections, sand interbeds were sampled to identify their origin; host deposits were also collected at key points to determine the paleoecological setting during the tsunamis. The beach and storm bars were also sampled as possible sources of material transferred with tsunamis and for determining the criteria for separating the tsunamigenic deposits from other coastal–marine facies.

The study included a grain size distribution and diatom analyzes. Determining the age of paleotsunami based on radiocarbon dating of enclosing deposits that was done in the St. Petersburg State University (St. Petersburg). The radiocarbon dates were converted into calendar ages (table) using the CalPal 2007 software (www.calpal.de). For the age binding data were also used tephrostratigraphy. In sections in Kit Bay thin layer of volcanic ash from Baitoushan volcano (B-Tm: AD 969) were found. The microprobe analysis of the volcanic glass was carried out at the Hokkaido University (Sapporo,

Japan) and Far East Geological Institute of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences (Vladivostok, Russia).

On the coast of the studied bays, tsunami deposits are represented by thin sand interbeds, which lie horizontally and are extended inland, beyond the influence zone of storm waves. Storm surges in this part of the coast are insignificant [9]. The beds have sharp boundaries. Their thickness is a few cm, locally up to 15 cm (in some lenses, up to 23 cm), and tends to decrease inland. The particle size also tends to decrease with the distance from the coast. Flood deposits are usually represented by clay loams and muddy moderate and poorly sorted sands, which are impersistent along the strike and include only freshwater diatoms with abundant rheophilic species that are typical of running waters.

The study of the sections of coastal lowlands in eastern Primorye made it possible to identify traces of several strong Late Holocene and historical tsunamis that occurred in the last 2.3 thousand years. Tsunami deposits were found only on the coast of most of the tsunami hazardous bays, where the highest runups were determined for the last tsunamis of 1983 and 1993 [6, 7, 2]. Our studies showed that the strong tsunamis that were accompanied by coastal erosion and left deposits in the flood zone were scarce at the eastern Primorye coast. The historical and Late Holocene paleotsunamis, the traces of which were found in sections, presumably were larger scale events than the known tsunami of the 20th century, which left a very thin bed of deposits found in the Ozera and Langou I bays. The most expressed beds were found in the southern parts of the Moryk Rybolov, Mologradivka, Valentin, Kit, Proselochnaya and Kievka bays. The age of the Late Holocene tsunami is estimated around 2.1 – 2.3 calib. ka, 1.7 – 1.8 calib. Ka; in the historical time, before the occupancy of this region, strong tsunamis occurred around 800, 600, 400, and less than 200 years ago. In terms of tsunami manifestation, the historical time is referred to as the time interval beginning from the 8th century, which is supported by the annalistic record concerning the passage of strong tsunamis in the Sea of Japan region [10].

The tsunami deposits are represented by sands, whose composition depends mainly on the geomorphological structure of the bay floor, the lithodynamic situation (primarily, the change in the volumes of the loose material and its composition in the coastal zone), and the features of the tsunami passage, which determine the contribution of different source areas. Good preservation of tsunamigenic sands is observed in small bays confined to the small streams. In these areas, small lagoons with swampy coasts that are located behind the storm bars serve as specific sedimentological traps. Tsunami deposits there are preserved well, because the valleys of small streams are characterized by a lesser up rise of the water level during floods.

In the bays with boulder-pebble beaches, the tsunamigenic sands were derived from the underwater coastal slope. In the bays where the beach and under water slope are covered by coarse clastic material (Oprichnik Bay, northern part of Kitovoe Rebro Bay), the amount of sand is too small to be precipitated by a tsunami and to form visible beds; no flood traces were found in their geological sections. It is possible that the wave energy was insufficient to transfer large material, while the transportation of single boulders and pebbles is difficult to identify in sections.

Deposits of historical tsunamis were found in Kit Bay but at lower levels. Only one sandy layer is extended far inland for 200 m and presumably was left by the tsunami of 1993. The most expressed deposits of the 1983 and 1993 tsunamis were discovered on the coast of the Valentin and Proselochnaya bays, and deposits of the 1983 tsunami were in Moryak-Rybolov and Kievka Bays.

In Moryak-Pybolov Bay tsunamigenic silts were found that left by tsunami 1983, which was stronger than 1993. Wave came in the mouth and estuarine lagoon (height level reached 2.5 m), but not flooded barrier form, on which the village is located. Deposits (up to 4 cm thick) were found under the sod on the swampy shore of the mouth lagoon in the distance of 1 km from the river mouth. According to the eyewitness accounts, this site was located in the inundation zone of the tsunami. In the sections two layers of silt underlying and overlying layer of sand were met. Probably the thin material captured by the tsunami from the lagoon bottom and deposited from standing water. Tsunamigenic origin of deposits confirm by diatom analysis. In silts up to 20 forms of marine and brackish diatoms were met, which together reach 32.8%. Sublittoral species dominate: planktonic species typical for bays *Actinocyclus octonarius* (10.4%), *Paralia sulcata* (5.5%), benthic *Hyalodiscus scoticus* (2.2%), *Diploneis smithii* var. *rhombica*, and brackish *Thalassiosira bramauputrae* var. *septentrionalis* (1.6%), *Thalassiosira bramauputrae*, *Campylodiscus echeis* (2.2%), *Melosira moniliformis* var. *octogona* (2.2%), *Halamphora*

acutiuscula (1.1%), *Nitzschia vitrea* (2.2%). *Fragilaria pulchella*, *Tryblionella littoralis*, *T. plana*. Freshwater complex includes a large number of species of characteristics of poorly marshy river valley, benthic *Pinnularia lagerstedtii* (12.2%), *P. schoenfelderi* (8.9%), *P. viridis* (7.8%), *Nitzschia palea* (6.7%). There is also a considerable number of freshwater brackish *Cosmioneis pusilla* (5.2%), inhabiting both lakes and rivers, and estuaries and lagoons, and there are planktonic *Aulacoseira italica*, *A. granulata*, *A. alpigena*. In the sand, 23 marine and brackish-water forms were met, which together accounts 50%, 12% of them are brackish. Sublittoral forms dominate, including a high concentration of the valves of species typical for bays – planktonic *Actinocyclus octonarius* (21.3%), *Paralia sulcata* (4.3%), *Navicula marina* (1.6%), benthic *Cocconeis scutellum* (1.1%), *Delphineis delicatus* (1.1%), *Nitzschia granulata* (1.1%). It also met with fragments of oceanic *Coscinodiscus asteromphalus*. Among the brackish water *Thalassiosira bramaputrae* (3.7%), *Campylodiscus echeneis* (2.1%), *Tryblionella marginulata* (1.6%) typical of much desalinated water were found.

The Late Holocene tsunamis left more expressed and thick sand interbeds on the Kit Bay coast; in the northern part of the studied area, deposits of these tsunamis were found only in the Langou I Bay. A more detailed record of the historical tsunamis was found in the sections of the lacustrine–swampy deposits of the northern area (Ozera, Kitovoe Rebro, and Langou bays).

For the northern part of the study area, the most detailed geological record was obtained for Langou I Bay, the coast of which is occupied by a long-living swampy massif that formed instead of the Middle Holocene lagoon, which was preserved as a small lake. In the bays confined to the valleys of large water streams, the search for tsunamigenic deposits is complicated because the near-mouth zones are often flooded during strong floods, when the entire valley bed may be filled with water. In the studied area of the coast, the rise of the water level in the lower parts of the river valleys during strong floods may reach 3 – 4 m [2]. The wide meandering river systems in their lower reaches prevent the development of long-living swamps and lakes. Kit Bay is the most informative object in the southern area, because it bears the traces of four paleotsunamis.

Tsunami deposits usually differ from the beach and storm bar deposits and were formed mainly from material supplied from the underwater coastal slope. The study of diatom algae in the tsunamigenic deposits showed that the material was supplied from shallow depths, since the marine species are dominated by sublittoral benthic species usually occupying depths up to 10 – 15 m. The most intense influx of material from the coastal slope during tsunamis occurred on the Valentin and Kit bays. On the Procelochnaya Bay, the 1993 tsunami was accompanied by the removal of material from the beach and storm bars, while the 1983 tsunami transferred material mainly from the beach.

Another situation was observed during tsunamis with small runups. These tsunamis caused erosion of the above-water accumulation landforms. On such bays as Langou I, the tsunami deposits of different ages have similar grain size characteristic, which indicates similar sedimentological conditions during the tsunami passage on the open coast. Sediments with the most diverse grain size composition were found in Kit Bay, where the underwater slope and the coastal zone expose well differentiated (by grain size) debris representing the entire series from muds to coarsely grained sands and gravel–pebble materials.

One may suggest that the epicenters of the tsunamigenic earthquakes that occurred in the Late Holocene and in the historical time had different localization on the Sea of Japan floor. The historical tsunamis were presumably caused by earthquakes with epicenters that located in the same region as those of the tsunamigenic earthquakes of the 20th century.

The results of the works carried out will serve as the basis for the first reconstruction of the geological record of tsunami events on the eastern Primorye coast. The tsunamis were probably by earthquakes that occurred in the northern Japan Sea. Several large events, including those with terrible consequence, occurred there in the historical time, including the 20th century. The tsunami of 1993 on Okushiri Island, as well as those of 1833 and 1741 and others, had a catastrophic character. Some of these tsunamis could have reached the eastern Primorye coast. To determine the scales of the tsunami manifestations and to distinguish the highest risk zones, as well as to determine the period of their most frequent occurrence, it is necessary to obtain data on the entire framing of the Sea of Japan. Special attention should be focused on the West Sakhalin and West Hokkaido coast, since these areas should record the same events as Primorye, but their intensity could be different.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 15-05-00179).

REFERENCES

1. Ganzey L.A., Razjigaeva N.G., Nishimura Yu., Grebennikova T.A., Kaistrenko V.M., Gorbunov A.O., Arslanov Kh.A., Chernov S.B., Naumov Yu.A. Deposits of Historical and Paleotsunamis on the Coast of Eastern Primorye // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2015. V. 9, No. 1. P. 64–79.
2. Gorbunova G.V., Didenko G.V., D'yachenko V.D., Nagornykh T.V., Poplavskii A.A., Poplavskaya L.N., Kharlamov A.A., Shelepov G.P. Study of July 12-13, 1993 tsunamic manifestations on the coast of the Primorsky Krai // *Geodynamics of Tectonosphere of the Pacific—Eurasia Junction Zone*. Yuzhno-Sakhalinsk: IMGG FEB RAS, 1997. Vol. 8. P. 7–28. [in Russian].
3. Ignatov E.I., Lokhin M.Yu., Nikiforov A.V., Frolov V.V. *Geomorphological Problems of the Tsunamic Hazard with Reference to the Sea of Japan*. Smolensk: Madzhenta, 2008. [in Russian].
4. Koff G.L. *Tsunami Risks on the sea shore as exemplified by the southern and eastern parts of the Primorsky krai and the Kabarovsk Krai shore*. Vladivostok: Dal'nauka, 2010. [in Russian].
5. Nishimura Yu., Miyaji N. Tsunami deposits from the 1993 southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan // *Pure Appl. Geophys.* 1995. Vol. 144. P. 720–733.
6. Polyakova, A.M., *May 26, 1983 Tsunami in Primorye and its Consequences*. Vladivostok: POI Far Eastern Scientific Centre USSR Academy of Sciences, 1988. [in Russian].
7. Polyakova A.M., *Dangerous and Especially Dangerous Hydrometeorological Phenomena in the Northern Pacific and Tsunami Waves near the Primorye coast*. Vladivostok: Dal'nauka, 2012. [in Russian].
8. Poplavskii A.A., Khrumushin V.N., Nepop K.N., Korolev Yu.P. *Operative prediction of tsunami on the sea coasts of the Russian Far East*. Yuzhno_Sakhalinsk: IMGG FEB RAS, 1997. [in Russian].
9. Rabinovich A.B., Shevchenko G.V., Sokolova S.E. An estimation of extreme sea levels in the northern part of the Sea of Japan // *La Mer*, 1992. Vol. 30. P. 179–190.
10. Solov'ev S.L., Go Ch.N. *Catalogue of Tsunami on the Western Pacific Coast* Moscow: Nauka, 1972. [in Russian].

UDC 551.21

RECENT ADVANCE IN TSUNAMI GEOLOGY FOR IMAGING MEGA-TSUNAMIS AND EARTHQUAKES ALONG THE SOUTHERN KURIL TRENCH

Y. Nishimura, Y. Nakamura

Institute of Volcanology and Seismology, Hokkaido University, Sapporo, Japan
yuns@mail.sci.hokudai.ac.jp

ASSESSING TSUNAMI AND EARTHQUAKE HAZARDS BASED ON TSUNAMI DEPOSITS

The 2004 Indian Ocean and 2011 Tohoku-oki disasters dramatically demonstrated the destructiveness and deadliness of tsunamis. For the assessment of future risk posed by tsunamis it is necessary to understand past tsunami events. Recent work on tsunami deposits has provided new information on paleotsunami events, including their recurrence interval and the size of the tsunamis [1, 5, 12].

Tsunami deposits are direct evidence of tsunamis and have been studied in recent years to reconstruct prehistoric tsunami recurrence and magnitude [5, 9, 1]. A remarkable study was done along the northeastern coast of Hokkaido, which faces the Kuril Trench. Time-space distributions of tsunami deposits suggested unusually large earthquakes have occurred on average about every 500 years over the past 2000 - 7000 years [5]. The last event, which occurred in the 17th century, was determined to be a multi-segment earthquake that had not been known to occur in this area. In 2003, a hazard map based on a source model of a M 8.6 earthquake that generated inundation consistent with the tsunami deposit's spatial distribution and crustal deformation was issued in Kushiro, the largest city in the eastern part of Hokkaido.

This is the first hazard map for the region based on pre-historical events revealed by geologic investigations rather than historical earthquakes. Subsequent investigations of modern tsunami deposits, such as the 2011 Tohoku-oki tsunami, suggest that the 2003 estimate of inundation limit in northeastern Hokkaido based on paleotsunami data may have been significantly underestimated. In 2011, the magnitude of the potential largest earthquake was reevaluated. This resulted in an increase from M 8.6 to 9.0 and a corresponding enlargement of the tsunami inundation area in Kushiro.

ESTIMATING PALEOTSUNAMI SIZE AND EARTHQUAKE MAGNITUDE FROM TSUNAMI DEPOSITS

As mentioned in the above chapter, for assessing tsunami hazard, it is critical to know the size (flow depth, tsunami height, inundation distance, and run-up) of paleotsunamis at each site. For the case of the eastern Hokkaido and the southern Kuril Islands, tsunamis inundated a flat area repeatedly and created well-preserved continuous deposits. If we could trace the layers up to their inundation limits, we would see the differences in the tsunami size at each site and get better understandings for the source variability. Even for these special case, however, the minimum extent of the paleotsunami inundation is a valid indicator of the present hazard only when the location of the present and paleo-coastlines can be compared, and the subsidence rate be assessed.

We found multiple paleo-tsunami sand layers of the last 3000 years in seven marshes (Urahoru, Kinashibetsu, Onbetsu, Kushiro, Akkeshi, Nemuro, and Betsukai) on a 200-km-long coastline of eastern Hokkaido, Japan. In the previous studies, up to six paleo-tsunami layers were described in these regions, but inundation area of only few events were discussed.

We tried to evaluate the inundation area of these paleo-tsunami events along each transect based on the local correlation of paleo-tsunami sands. Along the Urahoru transect (370 to 625 m from the sea), at most ten sand layers were observed and five layers of them were successfully correlated along the whole transect by comparing their particle sizes and mineral compositions. For the uppermost layer

we correlated, the mean grain size smoothly decreases landward from 0.24 to 0.74 phi, and its heavy mineral ratio decreases from 40 to 34%. The other four layers also show individual decreasing trends both in particle size and heavy mineral ratio. In other regions, there are two sand layers in Kinashibetsu, six in Onbetsu, two in Kushiro, two in Akkeshi, eight in Nemuro, and two in Betsukai. Four layers in Onbetsu can be correlated and traced to 590 – 670 m from sea, and four in Nemuro are traced to 260 – 300 m. These layers might be formed by relatively large events.

Along the Betsukai transect the far side of Nemuro peninsula, two fine-sand layers were observed and presumed to be evidences of especially large events that formed sand layers along the Pacific coast. Methods for wide correlation of paleo-tsunami layers, however, have not been developed and should be discussed by future works. It will be important to correlate tsunami deposit information between eastern Hokkaido and western South Kuril region including Kunashir and Shikotan Islands [7, 11].

TSUNAMI BEHAVIOR, DEPOSITS AND COASTAL EROSION

For identification and correlation of paleotsunami deposits, it is important to understand both commonly observed characteristics of tsunami deposits and also variability of tsunami deposits. Recent post-tsunami surveys included geologic investigations and they revealed that tsunami deposits are diverse in distribution, sedimentary structure, composition, thickness, and grain size characteristics [6, 3, 4, 8, 2, 10]. Deposits reflect not only onshore tsunami behavior, but also local topography and the coastal area's environmental setting.

The onshore tsunami behavior is controlled mostly by offshore tsunami waveform and coastal topography. The coastal environmental settings include material component and grain size features of the beach sand, and surface vegetation and micro-topography where the tsunami inundated and the deposition occurred. It is noted that these local environmental settings are reflected seasonal changes and secular changes at each site for long years.

A good example of how the features of tsunami deposits are controlled by local environmental settings at the time of the tsunami impact the coastal area is shown in a coastal wetland in Urahoro, Hokkaido, Japan. At the site, large tsunamis caused by earthquakes along the Kuril trench are known to have impacted every 400 – 500 years for last 3500 – 4000 years. We could observe at most 10 sandy to silty tsunami deposits. The features in thickness and grain size patterns and material components are not same one another. For example, the latest tsunami deposits in the 17th Century is thickest and the thickness varied with a wavelength of 50 cm to 1 m. These wavelengths are similar to the vegetation-induced micro-topography (tussocks or Yachibouzu in Japanese) created in the present wetland in cold districts. The similar pattern is seen for the 12 – 13th Century tsunami deposits but the older deposits show simple sheet-like distribution inferring that the area was not cold enough to develop tussocks.

The variability of the tsunami deposits is, therefore, useful to correlate sandy layers of the same tsunami origin based on their material components and thickness and grain size patterns. At some sites along the Pacific coast in Hokkaido, we could show the difference of inundation distances among the paleo-tsunami deposits.

REFERENCES

1. Atwater B.F., Musumi-Rokkaku S., Satake K., Tsuji Y., Ueda K., Yamaguchi D.K. The orphan tsunami of 1700 – Japanese clues to a parent earthquake in North America. U.S. Geological Survey Professional Paper. 2005. 1707. 133 p.
2. Clark K., Power W., Nishimura Y., Kautoke R. A., Vaiomo'unga R., Pongi A., Fifita M. Characteristics of the 29th September 2010 South Pacific tsunami as observed at Niutoputapu Island, Tonga // Earth-Science Reviews. 2011. 107. P. 52-65.
3. Moore A.L., Nishimura Y., Gelfenbaum G., Takanobu K., Triv R. Sedimentary deposits of the 26 December 2004 tsunami on the northwest coast of Aceh, Indonesia // Earth Planets Space. 2006. 58. P. 253-258.
4. Morton R.A., Gelfenbaum G., Jaffe B.E. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples // Sedimentary Geology. 2007. Vol. 200. P. 184-207.

5. Nanayama F., Satake K., Furukawa R., Shimokawa K., Atwater B.F., Shigeno K., Yamaki S. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench // *Nature*. 2003. Vol. 424. P. 660-663.
6. Nishimura Y., Miyaji N. Tsunami deposits from the 1993 southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan // *Pure and Applied Geophysics*. 1995. Vol. 144. P. 719-733.
7. Nishimura Y., Nakamura Y., Kaistrenko V.M., Iliev, A.Ya. Tsunami deposits and tephras on Kunashir and Shikotan Islands, southern Kuril islands // *Chikyu*. 2009. 31. P. 311-320. (in Japanese).
8. Peters R., Jaffe, B.E. Identification of tsunami deposits in the geologic record: Developing criteria using recent tsunami deposits. US Geological Survey Open-File Report 2010-1239. 2010. 39 p. - <http://pubs.usgs.gov/of/2010/1239/>.
9. Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I., Melekestsev I.V., Braitseva O.A. A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia // *Quaternary Research*. 2003. 59. P. 36-47.
10. Putra P.S., Nishimura, Y., Yulianto, E. Sedimentary features of tsunami deposits in carbonate-dominated beach environments: a case study from the 25 October 2010 Mentawai tsunami // *Pure and Appl. Geophys*. 2013. Vol. 170. P. 1583-1600.
11. Razzhigaeva N.G., Ganzei L.A., Grebennikova T.A., Kharlamov A.A., Kaistrenko V. M., Arslanov Kh.A., Gorbunov A.O. Manifestation of Holocene tsunamis on the lesser Kuril ridge // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2012. №6. P. 448-456.
12. Sawai Y., Kamataki T., Shishikura M., Nasu H., Okamura Y., Satake K., Thomson K.H., Matsumoto D., Fujii Y., Komatsubara J., Aung, T.T. A periodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan // *J. Geophys. Res*. 2009. Vol. 114. № B01319. DOI: 10.1029/2007JB005503.

УДК 550.345

ОЦЕНКА ВАЖНОСТИ УЧЕТА ДИСПЕРСИОННЫХ ЭФФЕКТОВ ПРИ ЧИСЛЕННОМ МОДЕЛИРОВАНИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛН ЦУНАМИ В МОДЕЛЬНЫХ И РЕАЛЬНЫХ АКВАТОРИЯХ

С.А. Бейзель, О.И. Гусев, Г.С. Хакимзянов, Л.Б. Чубаров

Институт вычислительных технологий СО РАН, г. Новосибирск, Россия
beisel@ict.nsc.ru

При численном моделировании процессов распространения волн цунами обычно используются классические бездисперсионные уравнения мелкой воды – в декартовой системе координат в случае небольших акваторий и в сферической, с учетом сил Кориолиса, при моделировании распространения волн на большие, в том числе трансокеанские, расстояния.

Учет дисперсии происходит в основном при рассмотрении волн, порожденных оползнями, в то время как для сейсмогенных цунами, в силу их больших длин, предполагается, что вклад дисперсии невелик. В последние годы однако появляется все больше работ, в которых показывается, что добавление учета дисперсионных эффектов в случае относительно небольших магнитуд сейсмогенных землетрясений и/или больших расстояний, пройденных порожденными ими волнами, может приводить к существенному – вплоть до десятков процентов – изменению высот волн по сравнению с использованием бездисперсионных уравнений (работы [4, 5] и обзор литературы в них). При этом вклад дисперсии приводит, как правило, к уменьшению максимальной амплитуды головной волны, а высоту волн может как увеличивать, так и уменьшать.

В докладе представлены результаты, связанные с оценкой вклада дисперсии при численном расчете волн у побережья Дальнего Востока России от модельных землетрясений различной магнитуды. Рассматриваются случаи как ближних для российского побережья цунами, так и удаленных.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для определения важности учета дисперсионных эффектов при моделировании длинных поверхностных волн использовались две гидродинамические модели, записанные в сферической системе координат и учитывающие силу Кориолиса – классические нелинейные уравнения мелкой воды и полная нелинейно-дисперсионная модель [3]. Моделирование наката в представленных ниже расчетах не производилось, а вдоль береговой линии на глубине 10 – 20 м ставилось условие отражения.

Процесс генерации волн цунами подводным землетрясением воспроизводился в рамках «поршневой» модели дислокационного очага землетрясения [2]. Помимо таких модельных сейсмических источников, рассматривались и простейшие начальные возмущения свободной поверхности в форме экспоненциальных «шапочек» различной ширины.

Распространение волн моделировалось в областях как с дном постоянной глубины (4000 м), так и с неоднородным рельефом – в модельной акватории «К» с кусочно-линейным распределением глубин от 10 до 9000 м в одном из направлений, воспроизводящим основные особенности Курило-Камчатского глубоководного желоба, а также на реальных рельефах в акваториях, примыкающих к дальневосточному побережью России. Шаг расчетной сетки в области «К» составлял около 15 угловых секунд, в остальных случаях – 1 угловую минуту.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Результаты расчетов распространения волн над ровным дном показали, что количественная мера вклада дисперсии существенным образом зависит от характерных размеров начального

возмущения и удаления датчика от расположения этого возмущения. Так, на расстояниях до 500 км вклад дисперсии приводит к изменению высоты волн свыше 25% от очагов в виде «шапочки» – при ширине начального возмущения до 100 км, от модельных сейсмических источников (в направлении нормали к главной оси источника, где различия результатов максимальны) – при магнитудах M_w до 8.4. При увеличении ширины очага до 300 – 1000 км и магнитуды землетрясения до 9.0 вклад дисперсии начинает превышать 25% только на расстояниях свыше 1500 км.

Рассмотрение случая распространения волн от модельных сейсмических источников в акватории «К» в целом подтвердило выводы работ других авторов о слабом вкладе дисперсионных эффектов для близких очагов цунами. Вдоль границы области, воспроизводящей береговую линию, на которой ставилось условие отражения, разница в амплитудах, полученных по рассматриваемым гидродинамическим моделям, не превышала 5% напротив сейсмического очага даже от самых умеренных очагов магнитуды $M_w = 7.2$ – минимального порогового значения магнитуды, в случае превышения которого на российском дальневосточном побережье объявляется тревога цунами. Разница в амплитудах для такого очага начинает составлять около 20% только на расстояниях порядка 1000 км от очага вдоль линии побережья, где максимальные положительные амплитуды волн составляют, впрочем, всего 4 – 5 см (рис. 1).

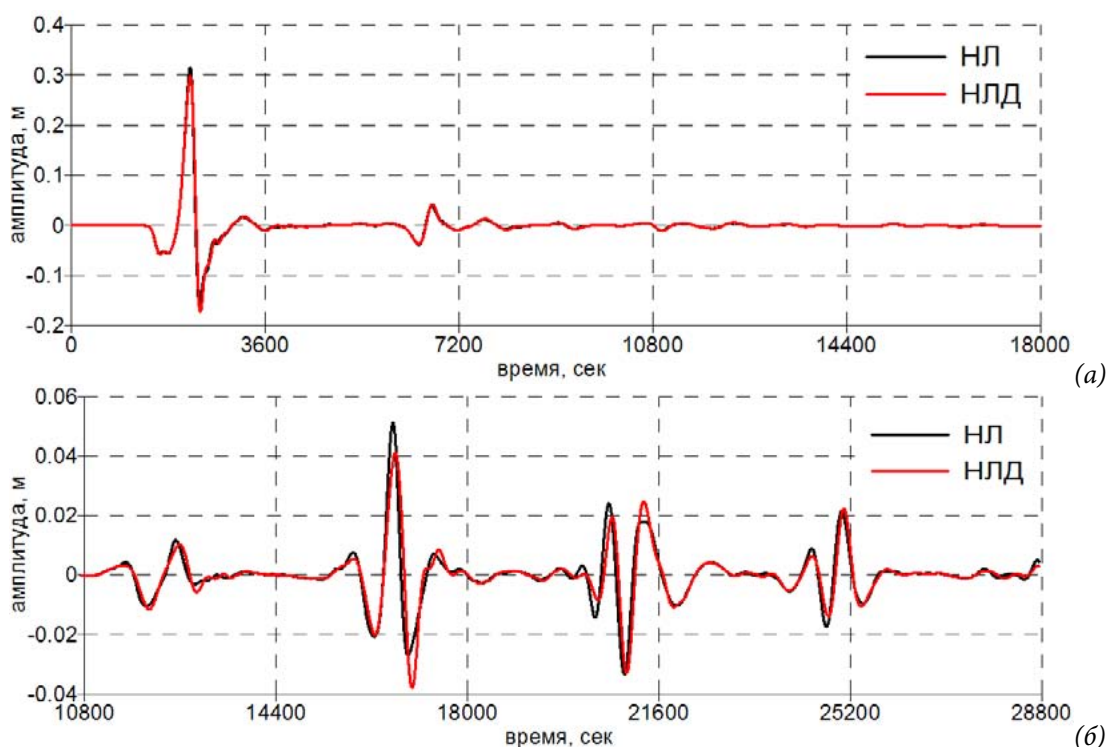


Рис. 1. Сравнение мареограмм, полученных от очага с магнитудой $M_w = 7.2$ в акватории «К» напротив источника (а) и в 1000 км от него (б).

При увеличении магнитуды модельного землетрясения наблюдается тенденция к существенному (примерно в полтора раза вдоль береговой линии для очага 9.0) ослаблению дисперсионных эффектов. Здесь стоит отметить, однако, что даже при большой магнитуде $M_w = 9.0$ эффект дисперсии может стать достаточно значимым. Так, при некоторых механизмах очага (направлениях подвижки) или малых глубинах залегания гипоцентра очага (около 10 км), начальное смещение водной поверхности, полученное по модели Подъяпольского-Гусьякова-Окады, может содержать высокочастотную компоненту («пик») на границе между положительной и отрицательной частями дипольного источника, влияние дисперсии на распад которой велико. Это говорит о том, что непосредственный перенос знаний о важности учета дисперсии с простейших (например, экспоненциальных) возмущений к сейсмическим источникам только по характерно-

му размеру начального возмущения может привести к ошибочным выводам, и для получения адекватных реальным физическим процессам оценок необходим подробный параметрический анализ задачи.

Отметим также, что хотя относительная погрешность, вносимая отказом от учета дисперсии, с расстоянием, пройденным волной, увеличивается, ее абсолютное значение, как правило, уменьшается. А так как при определении цунамиопасности важны абсолютные величины амплитуд волн и погрешности в их определении, ниже основное внимание будет сосредоточено именно на них.

На следующем этапе исследования был выполнен переход от модельных акваторий к акваториям с реальным распределением глубин. В первую очередь, были рассмотрены очаги магнитудой M_w от 7.8 до 9.0, расположенные в ближней для дальневосточного побережья России зоне – напротив центральной части Курильской гряды, волны от которых проникали в Охотское море, а также очаги, лежащие напротив южной оконечности Камчатки.

Показанные на рисунке 2 разницы между максимальными положительными амплитудами, рассчитанными по бездисперсионной модели и модели, учитывающей дисперсионные эффекты, для слабого «южно-камчатского» очага $M_w = 7.8$ составляют всего около 25 см в пакете волн, распространяющемся от источника в сторону Тихого океана, а вдоль побережья Камчатки напротив очага не превышают 1 – 2 сантиметра при максимальных амплитудах здесь около 1 – 1.5 м. На «периферийных» участках распределения максимальных положительных амплитуд абсолютные значения разницы между результатами становятся еще меньше, хотя их относительное соотношение может достигать 40 – 50%. В случае «центрально-курильского» очага с магнитудой $M_w = 7.8$ картина в целом схожая: разница в результатах вдоль побережья составляет не больше 8 – 10 см в зоне максимальных положительных амплитуд в 1.5 м и быстро уменьшается при удалении от источника. Для модельных мега-землетрясений с магнитудами $M_w = 9.0$ аналогичная разница составляет не более 20 см в зонах максимальных амплитуд 8 – 10 метров.

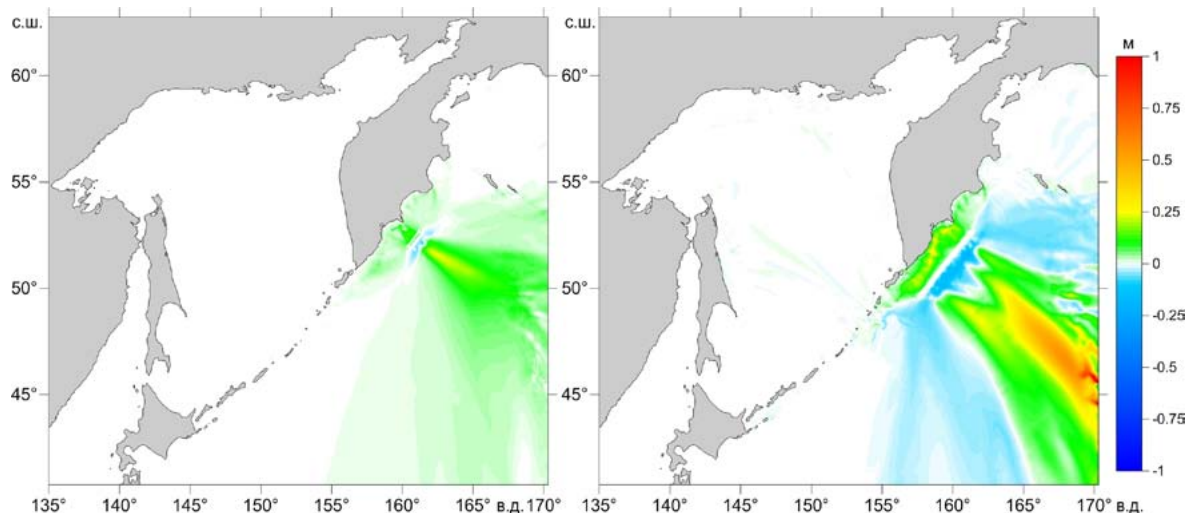


Рис. 2. Разница свечений для Камчатских очагов с магнитудами $M_w = 7.8$ (слева) и $M_w = 9.0$ (справа) на реальном рельефе.

Известно, что цунамиопасными для Дальневосточного побережья России являются не только ближние, но и удаленные землетрясения, эпицентры которых расположены вдоль сейсмического пояса Тихого океана. В работе [1] было показано, что наиболее опасными при этом являются волны, порожденные очагами сильнейших землетрясений класса M_9 в районе южно-чилийского побережья, а также в районе Папуа-Новой Гвинеи и Соломоновых островов, в то время как другие цунамигенные зоны Тихого океана, в силу их географического расположения, ориентации очагов и отсутствия выраженных волноводов вдоль трасс распространения цунами, не представляют опасности для российского побережья даже при предельно возможной магнитуде подводных землетрясений.

Результаты исследования важности учета дисперсии при численном исследовании воздействия удаленных цунами продемонстрированы ниже на примере гипотетического «Папуа-Новогвинейского» модельного события с магнитудой $M_w = 9.0$, амплитуды волн от которого на севере Курильских островов и юге Камчатки могут превышать 4 м [1]. При магнитудном пороге, установленном для оповещения о тревоге в случае удаленных цунами отечественной службой предупреждения о цунами на уровне $M_w = 8.5$, в расчетах рассматривались также случаи модельных очагов $M_w = 8.4$.

Были рассмотрены случаи распространения волн над дном постоянной глубины (4000 м) и над реальным рельефом дна. При близких в обоих случаях абсолютных значениях амплитуд, здесь сильно различаются, во-первых, направление распространения основного волнового пакета: на ровном дне максимальные волны распространяются, что естественно, на северо-восток, в направлении, перпендикулярном главной оси источника, а на реальном – рассеиваются по акватории Тихого океана с фокусировкой одного из «пальцев» как раз в сторону Северных Курил и юга Камчатки. Разницы между максимальными положительными амплитудами, полученными по разным гидродинамическим моделям (рис. 3), в этих случаях также сильно отличаются: если на ровном дне недалеко от источника разница составляет до 0.5 м с постепенным уменьшением при удалении от него, то на реальном рельефе она во всей входящей в расчетную область северо-западной части Тихого океана не превышает 10 – 20 сантиметров. На российском побережье в зоне максимальных амплитуд 2 – 4 метра разница находится в тех же пределах.

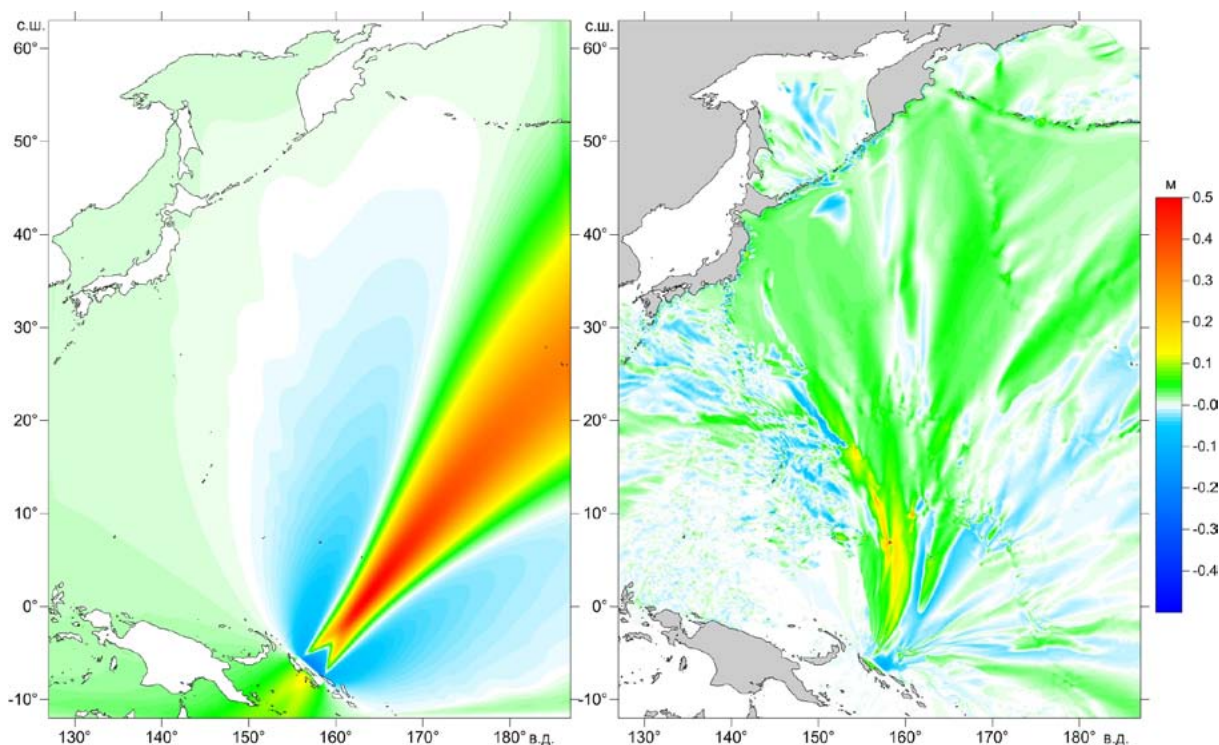


Рис. 3. Разница свечений для удаленного (Папуа-Новая Гвинея) модельного очага с магнитудой $M_w = 9.0$ на ровном дне (слева) и на реальном рельефе (справа).

Таким образом, авторами проведено сопоставление важности учета дисперсии на модельных акваториях и на рельефах с реальным распределением глубин. Получена предварительная оценка важности учета дисперсионных эффектов при решении задачи цунамирайонирования дальневосточного побережья России. При получении этой оценки рассмотрены модельные гипотетические землетрясения, представляющие цунамиопасность для российского побережья и расположенные в ближней и дальней относительно этого побережья зонах.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00219).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бейзель С.А., Гусяков В.К., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И. Оценка воздействия удаленных цунами на дальневосточное побережье России на основе результатов математического моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т 50, № 5. С. 578-590.
2. Гусяков В.К. Остаточные смещения на поверхности упругого полупространства // Условно-корректные задачи математической физики в интерпретации геофизических наблюдений. Новосибирск: ВЦ СО РАН, 1978. С. 23-51.
3. Федотова З.И., Хакимзянов Г.С. Уравнения полной нелинейно-дисперсионной модели мелкой воды на вращающейся сфере // ПМТФ. 2011. Т. 52, № 6. С. 22-35.
4. Glimsdal S., Pedersen G.K., Harbitz C.B., Lovholt F. Dispersion of tsunamis: does it really matter? // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2013. Vol. 13. P. 1507-1526.
5. Kirby J.T., Shi F., Tehranirad B., Harris J.C., Grilli S.T. Dispersive tsunami waves in the ocean: Model equations and sensitivity to dispersion and Coriolis effects // Ocean Modelling. 2013. Vol. 62. P. 39-55.

УДК 551.465

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ ПО ДАННЫМ МАРЕОГРАФНЫХ ПОСТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Т.В. Белоненко

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
btvlisab@yandex.ru

По данным многих исследователей отмечается тенденция к увеличению частоты экстремальных гидрометеорологических явлений, связанных с подъемом уровня океана [1–6, 16]. К широкомасштабным последствиям экстремальных гидрометеорологических явлений относятся наводнения и штормовые нагоны [11, 12, 14, 19, 20]. Существуют два принципиально различных метода наблюдений за морским уровнем: береговые футшточные или мареографные измерения уровня, по которым имеются длительные ряды наблюдений и на которых основаны современные представления об его изменчивости, и спутниковая альтиметрия. Наблюдения на мареографных станциях имеют бо́льшую продолжительность, чем ряды альтиметрических наблюдений, история регулярных наблюдений за которыми начинается с запуска спутника *Torax/Poseidon* в 1992 году.

Данные среднемесячных, среднесуточных и ежечасных значений уровня моря, измеренных на береговых станциях северной части Тихого океана, публикуются и постоянно пополняются на Интернет сайте: <http://ilikai.soest.hawaii.edu>. Центр уровня моря Гавайского университета – UHSLC^I предоставляет свободный доступ к архиву данных наблюдений за уровнем на мареографных станциях. Архив данных JASL^{II}, который сейчас является официальным центром данных проекта GLOSS^{III}, – результат совместной работы следующих мировых океанографических центров: UHSLC, Мирового океанографического центра данных^{IV}, Национального центра океанографических данных NODC^V и Национального центра развития прибрежных данных NCDDC^{VI}. В JASL поступают ежечасные данные от региональных и национальных сетей наблюдений за уровнем моря.

Эти два типа данных об уровне моря являются взаимодополняющими: береговые посты позволяют изучить изменчивость уровня моря в прибрежной зоне, в то время как альтиметрические наблюдения позволяют рассмотреть пространственную структуру этой изменчивости. Альтиметрия даёт почти глобальное покрытие и высокую точность измерений. Для сравнения и уточнения спутниковых альтиметрических данных широко использовались измерения уровня моря на береговых станциях. Подобные сравнения проводились различными учёными для разных спутников и показали, что данные достаточно хорошо согласуются друг с другом как в глобальном масштабе [17, 18, 23], так и на локальном уровне [21, 24], при этом отмечается, что ассимиляция измерений на береговых станциях в интерполяционные модели альтиметрических данных является отдельной сложной задачей, так как спутниковые измерения в прибрежной зоне, как правило, не являются репрезентативными или вообще отсутствуют.

Колебания среднего уровня моря в течение многих лет привлекают внимание исследователей, их анализу посвящена обширная литература [8, 10–12, 14, 16; 22, 25–27]. Большое число работ посвящено исследованию колебаний уровня океана в связи с глобальными и локальными климатическими изменениями. Рассматриваются различные прогностические сценарии роста уровня в будущем, основанные на разных оценках климатических трендов. Между тем среди всех этих проблем крайне мало уделялось внимания выявлению роли потепления климата на повторяемость штормовых нагонов.

Согласно инструкции, разработанной Главной геофизической обсерваторией им. А.И. Воейкова, для каждого пункта Управление гидрометеорологической службы

устанавливает свои критерии опасных морских гидрометеорологических явлений [5]. Для северо-западной части Тихого океана превышение уровня 20 – 30 см, вызванное штормовым нагоном, при определенных условиях может оказать разрушительное влияние на побережье и нанести экономический ущерб [6]. Оценки трендов по данным мареографных постов свидетельствуют о неуклонном повышении уровня Мирового океана в среднем на 2 мм/год в связи с изменением климата. Возникает вопрос: будет ли повышение среднего уровня отражаться на увеличении повторяемости случаев нагонных явлений? Такая задача исследовалась, в частности, для островов южной части Тихого океана. Рассчитывались линейные тренды уровня на мареографных пунктах, и на основании положительных значений тренда утверждалось, что рассматриваемые тренды свидетельствуют о повторяемости штормовых нагонов и последующих частичных затоплений территорий островов [19, 20].

Для 130 станций мареографных пунктов JASL, расположенных в северной части Тихого океана (рис. 1), по ежесуточным данным рассчитаны усредненные линейный и квадратичный тренды (рис. 2). Эти тренды также показывают рост уровня океана за рассматриваемый промежуток времени: по линейному тренду 47 мм (при скорости роста 2 мм/год); по квадратичному тренду – 41 мм.

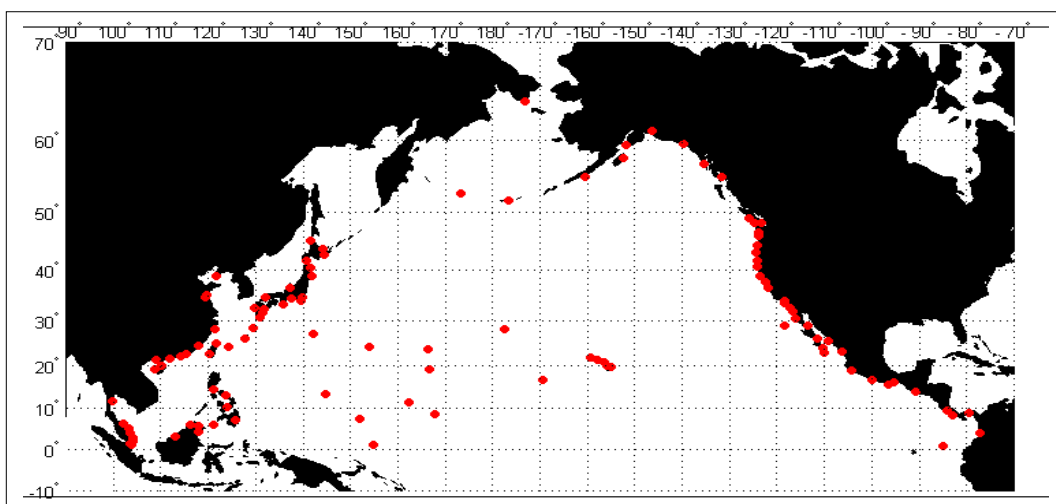


Рис. 1. Схема расположения мареографных пунктов массива JASL.

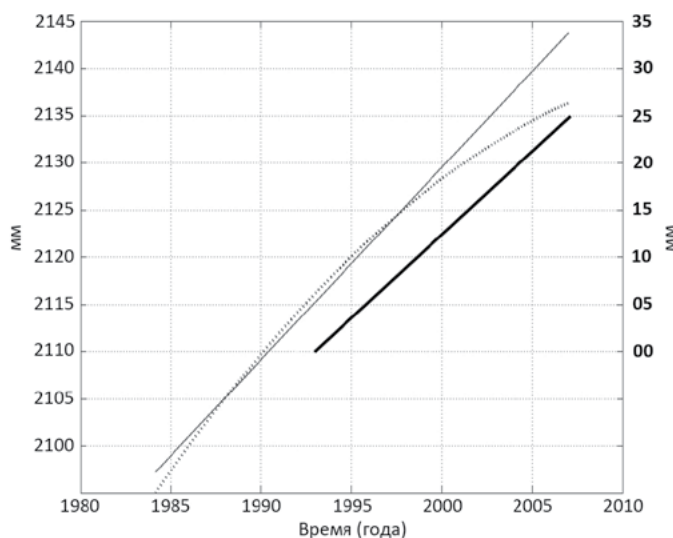


Рис. 2. Обобщенные линейный (тонкая сплошная линия) и квадратичный (пунктирная линия) тренды, рассчитанные по наблюдениям на 130 мареографных станциях JASL (шкала слева). Обобщенный линейный тренд, построенный по альтиметрическим данным, (толстая сплошная линия) (шкала справа).

Тренды уровня океана в северо-западной части Тихого океана были рассчитаны нами по альтиметрическим данным об относительной динамической топографии (массив SLA^{VII} архива AVISO^{VIII}) в узлах регулярной сетки с пространственной дискретностью $1/3^\circ$ за 16-летний промежуток времени, с 1992 по 2007 гг. На рисунке 2 показан обобщенный линейный тренд, построенный путем осреднения рассчитанных параметров тренда уровня океана в каждом из пунктов акватории, ограниченной $30 - 66^\circ$ с.ш., 125° в.д. – 160° з.д. По альтиметрическим данным средняя скорость роста уровня океана в северо-западной части Тихого океана составляет **1.7 мм/год**.

Анализ пространственного распределения линейного тренда уровня океана, построенного по альтиметрическим данным (дискретность наблюдений 7 сут) показывает, что для большей части акватории северо-западной части Тихого океана в целом характерно повышение уровня со скоростью $0.002 - 0.01$ см/нед. ($1.0 - 5.2$ мм/год). Области роста на рисунке 3 показаны красным цветом, причем рост уровня океана для разных частей акватории происходит с разной скоростью, достигающей в отдельных пунктах максимальных значений 0.07 см/нед. (36.5 мм/год). Однако существуют также области, для которых уровень понижается (на рисунке 3 они выделены синим). Эти области, для которых характерен как рост, так и понижение уровня, изолированы и расположены в зоне действия Куроисио и отчасти вдоль 55° с.ш. в зоне действия Алеутского течения. Следует заметить, что изолированные области отрицательных коэффициентов тренда расположены севернее областей с положительными значениями коэффициентов: они примыкают с севера к струе потока Куроисио и Алеутскому течению, а также характерны для большей части Северо-Тихоокеанского течения. Очевидно, такое расположение экстремумов коэффициентов обусловлено в первую очередь динамическими процессами, связанными с системой крупномасштабных течений и квазистационарных вихревых структур.

Таким образом, расчеты трендов уровня океана как по наблюдениям на мареографных постах, так и по спутниковым альтиметрическим данным в северо-западной части Тихого океана, в целом доказывают устойчивый рост уровня в течение последних десятилетий.

Повторяемость превышений уровня рассчитывалась по данным мареографных постов системы JASL северо-западной части Тихого океана, расчеты проводились относительно скользящего среднего со сдвигом 30 суток. Выбор величины сдвига производился в соответствии с методикой выделения штормовых нагонов ДВНИГМИ (2004), разработанной в рамках проекта ЕСИМО для Японского моря [15]. Согласно этой методике, для того чтобы уточнить, наблюдался ли в исследуемом пункте нагон или нет, определяются разности между средними суточными уровнями моря за выбранный период и средним месячным уровнем за данный месяц. За штормовой нагон берется лишь тот случай, когда указанная разность превысит 20 см.

В соответствии с диапазоном изменчивости сезонных колебаний, были выбраны следующие пять градаций превышения уровня в каждом из пунктов: свыше 100; 150, 200, 250 и 300 мм. На рисунке 3 представлен пример расчета повторяемости превышений уровня для пункта № 364 (Накодате), расположенном на южной оконечности о. Хонсю в Сангарском проливе. Подобные графики были построены для всех пунктов северо-западной части Тихого океана. Анализ их свидетельствует, что во временном ходе в северо-западной части Тихого океана не происходит увеличения повторяемости превышений уровня относительно среднего.

Рассматриваемые превышения уровня в регионе могут быть обусловлены как стонно-нагонными явлениями, в том числе и штормовыми нагонами, вызванными метеорологическими причинами, так и градиентно-вихревыми волнами, в частности, топографическими волнами Россби и струйными волнами [1–3].

Для северо-западной части Тихого океана потепление климата и рост среднего уровня океана не влияет на увеличение повторяемости превышений уровня относительно среднего и, следовательно, вопреки распространенному мнению, не влияет на увеличение повторяемости штормовых нагонов. Очевидно, указанные изменения климата относятся к изменению сезонного хода уровня океана, определяющего положительные тренды его изменчивости. Максимальные значения превышений уровня океана в различных пунктах изменяются в диапазоне $300 \div 350$ мм и достигаются с обеспеченностью $2 \div 5\%$. Обеспеченность превышений уровня в диапазоне $250 \div 300$ мм равна $2 \div 9\%$ (в разных пунктах); в диапазоне $200 \div 250$ мм – $3 \div 18\%$; в диапазоне $150 \div 200$ мм – $7 \div 30\%$; в диапазоне $100 \div 150$ мм – $17 \div 52\%$.

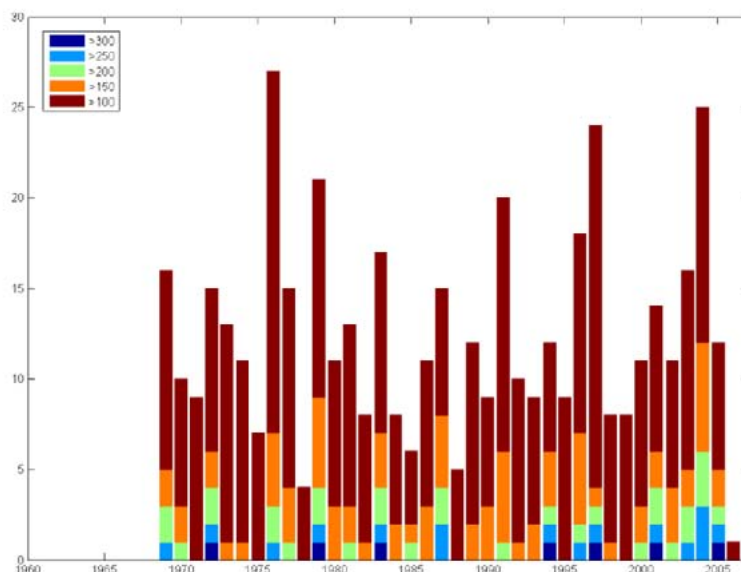


Рис. 3. Повторяемость превышений уровня относительно скользящего среднего для пункта №364 (Nakodate).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоненко Т.В. Градиентно-вихревые волны в северо-западной части Тихого океана // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. 2001. Сер. 7. Вып. 3 (№ 23). С. 93-98.
2. Белоненко Т.В. О возможности нерезонансного возбуждения в океане крупномасштабных волновых движений. // Вестн. Ленингр. ун-та. 1990. Сер. 7: Геология, география. Вып.1 (№7). С. 74-83.
3. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб. Изд-во С.-Пб. ун-та. 2004. 214 с.
4. Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Взаимосвязь колебаний уровня и температуры воды в Северо-западной части Тихого океана // Известия ТИНРО. 2005. Т. 140. С. 273-279.
5. Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Стерические колебания уровня в северо-западной части Тихого океана // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. 2006. Сер. 7. Вып. 3. С. 81-88.
6. Белоненко Т.В., Колдунов В.В. Межгодовая изменчивость альтиметрических измерений уровня океана на восточно-Сахалинском шельфе // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. 2007. Сер. 7: Геология, география. Вып. 2. С. 128-135.
7. Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Колдунов В.В., Май Р.И., Рубченя А.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р. Атлас изменчивости уровня Северо-западной части Тихого океана. СПб: Изд-во СМИО-ПРЕСС, 2011. 304 с.
8. Дуванин А.И. Уровень моря. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 59 с.
9. Инструкция. Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения: РД 52.04.563-2002. Приказ Росгидромета от 23.08.2002. Утвержден Федеральной службой России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидрометом) 23.08.2002. Зарегистрирован ЦКБ ГМП 14 октября 2002 г. за номером РД 52.04.563-2002. Дата введения 2003-07-01. 12 с.
10. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 238 с.
11. Малинин В.Н. К анализу тренда колебаний уровня Мирового океана // Известия РГО. 2010. Вып. 5. С. 1-8.

12. Малинин В.Н., Шевчук О.И. О возможных изменениях уровня Мирового океана в ближайшие десятилетия. // Общество. Среда. Развитие. 2009. № 2. С. 172-180.
13. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып.3, ч.1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеоздат, 1985.
14. Пясковский Р.В., Померанец К.С., Чернышева Е.С. Повторяемость наводнений в Петербурге // Природа. 2003. № 9 (21). С. 21-23.
15. Фирсов П.Б. Расчет экстремальных подъемов уровня в северной части Японского моря // Труды ДВНИГМИ. Вып.145. 1992. С. 21-38.
<http://rus.ferhri.ru/japan/Gidro/GidroUrovenMetod.htm>
16. Фукс В.Р. Уровень Мирового океана как индикатор глобального потепления // География и современность: сб. ст. Издательство СПбГУ, 2005. Вып. 10. С. 73-93.
17. Chambers D., Ries J., Shum C., Tapley B. On the use of tide gauges to determine altimeter drift.// J. Geophys. Res. 1998. 103 (C6). P. 12885–12890.
http://www.geomatics.ncku.edu.tw/download/Shum_CV05.pdf
18. Haines B., Born G., Christensen E., Gill S., Kubitschek D. The Harvest experiment: TOPEX/POSEIDON absolute calibration results from years of continuous data // Aviso Altimetry Newsletter. 1998. No. 6. P. 2-5. <http://www.aviso.oceanobs.com/es/kiosco/newsletter/newsletter06/index.html>
19. Hall P. Early Warning Systems: reframing the discussion // The Australian Journal of Emergency Management. 2007. Vol. 22, No. 2. P. 32-36.
20. Hall P. Climate Change and Low-Lying Pacific Islands. The Australian Journal of Emergency Management. 2008. Vol. 24, No 4. P. 16-31. http://www.fairberhall.com/papers_enviro/pdf/Sea%20Level%20Rise.pdf
21. Liebsch G., Novotny K., Dietrich R., Shum C.K. Comparison of Multimission Altimetric Sea-Surface Heights with Tide Gauge Observations in the Southern Baltic Sea // Marine Geodesy. 2002. Vol. 25. P. 213 - 234.
22. Lisitzin E. Sea - level changes. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Co., 1974. 286 p.
23. Mitchum G. Comparison of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels // J. Geophys. Res. 1994. 99, 24, 541-24, 553. P. 2-5.
24. Morris C.S., Gill S. K. Evaluation of the TOPEX/POSEIDON altimeter system over the Great Lakes // J. Geophys. Res. 1994. 99 (C12). P. 24527–24539.
25. Patullo J., Munk W., Revelle R., Strong E. The seasonal oscillation in the sea level // Journ. Mar. Res. 1955. Vol. 14, No 1. P. 88-155.
26. Pugh D.T. Tides, Surges and Mean Sea-Level. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 1987. 472 p.
27. Woodworth P.L. The worldwide distribution of the seasonal cycle of mean sea level // Inst. of Oceanogr. Sci. Rep. Bidston, 1984. No 190. 94 p.

^IThe University of Hawaii Sea Level Center

^{II}The Joint Archive for Sea Level

^{III}Global Sea Level Observing System

^{IV}World Data Center-A for Oceanography

^VThe National Oceanographic Data Center

^{VI}The National Coastal Data Development Center

^{VII}Sea level anomaly

^{VIII}Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data

УДК 551.466

СОЗДАНИЕ КАРТЫ ОБЩЕГО ЦУНАМИРАЙОНИРОВАНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ: ВОЗМОЖНЫЕ ПОДХОДЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

В.К. Гусяков

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия
gvk@sscc.ru

В 2012 году завершилась работа над очередным вариантом карт общего сейсмического районирования (ОСР-2012) территории России [6]. Итоговый комплект карт показывает, что на всех периодах повторяемости наибольший уровень сейсмической опасности на территории РФ существует в Дальневосточном регионе, в котором в силу его сеймотектонических особенностей большинство землетрясений являются подводными. К сожалению, при выполнении проекта ОСР-2012 опасность цунами не была принята во внимание, хотя в техническом задании на проект упоминаются такие вторичные опасности землетрясений как оползни и снежные лавины. При сильных подводных землетрясениях волны цунами, однако, являются одним из основных поражающих факторов и ответственны за значительную долю жертв и материального ущерба. Это с особой очевидностью было продемонстрировано разрушительными цунами последнего десятилетия в Индонезии в 2004 году и в Японии в 2011 году.

Очевидно, что такое положение должно быть срочно исправлено путем создания обзорной карты цунамиопасности морских побережий России, которая картировала бы уровень цунамиопасности побережья РФ. Наличие такой карты позволит количественно сравнивать уровни цунамиопасности различных побережий, она также будет служить основой для создания карт детального цунамирайонирования отдельных береговых пунктов. Такие карты должны служить основой для регулирования строительства в цунамиопасной зоне. В настоящее время единственным нормативным документом является Постановление Совета Министров РСФСР № 19 от 08.01.1964 г., которое запрещает строительное освоение цунамиопасных районов. Однако такое освоение интенсивно проводится во многих потенциально цунамиопасных районах, в частности, при промышленной разработке шельфовых месторождений нефти и газа на Сахалине, а также при строительстве и реконструкции портовых терминалов. Карты цунамиопасности являются также необходимым элементом, который требуется при планируемом переходе от осуществляемого сейчас прогноза по бинарной схеме (угроза цунами/нет угрозы цунами) к количественной оценке высот в конкретных защищаемых пунктах, возможность которого существует в модернизированной к 2011 году Службе предупреждения о цунами (СПЦ) на Дальневосточном побережье РФ. Для практической реализации таких прогнозов, осуществляемой территориальными подразделениями МЧС и местными администрациями, необходимо иметь оценки долговременной цунамиопасности для угрожаемых участков побережья и береговых населенных пунктов в виде карт заливания прибрежной территории при цунами различной интенсивности.

Задача оценки долгосрочной цунамиопасности является во многом аналогичной задаче оценки сейсмоопасности. Последняя во всех странах решается сейчас на основе методики PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Assessment) [9], положенной также в основу проекта создания карты общего сейсмического районирования территории России ОСР-2012. Несмотря на то, что при выполнении этого проекта опасность цунами не принималась во внимание, результаты большой работы, выполненной в рамках проекта ОСР-2012 по уточнению каталогов исторических землетрясений, изучению строения их очагов, картированию зон возникновения землетрясений (зон ВОЗ) в цунамиопасных районах могут и должны быть использованы для оценки цунамиопасности дальневосточного и других побережий России.

Работы по цунамирайонированию российского побережья начались достаточно давно, в 60-х годах прошлого века. Всю совокупность выполненных работ можно разделить на две примерно равные группы, соответствующие двум различным подходам к проблеме цунамирайонирования, которые могут быть названы историко-вероятностным и детерминированным. В СССР исторически первым начал применяться детерминированный подход, в рамках которого еще в середине 60-х годов прошлого века были получены первые оценки возможных высот цунами на дальневосточном побережье [1, 3]. В основе этого метода лежит применение численных моделей возбуждения и распространения цунами для одного или нескольких гипотетических источников, представляющих очаги цунамигенных землетрясений. Важным преимуществом этого подхода является возможность его применения для любых участков побережья, вне зависимости от степени полноты и качества имеющихся для него исторических наблюдений. Наиболее уязвимым местом его является обоснование выбора параметров проектного события (design earthquake). Выбор этих параметров обычно делается на основе экспертных суждений без каких-либо четких критериев оценки их качества, а также без анализа чувствительности конечного результата к вариациям в значениях исходных параметров. Недостатком подхода является также невозможность получения данных об обеспеченности (т.е. вероятности превышения в течение заданного промежутка времени) высот меньших, чем максимально возможные.

Второй (историко-вероятностный) подход базируется на обработке имеющихся исторических данных о проявлениях всех цунами (включая слабые) на исследуемом участке побережья с целью нахождения закона повторяемости высот в данном пункте и определения на этой основе вероятности превышения некоторой заданной высоты в будущем. Этот подход не требует знаний сеймотектонических механизмов, лежащих в основе возбуждения цунами, рассматривая наблюденные высоты просто как поток случайных событий, удовлетворяющий некоторым гипотезам об их статистических свойствах. В отечественной литературе это направление представлено, в основном, работами дальневосточной группы сейсмологов и специалистов по цунами [2, 11]. Основной проблемой при использовании этого подхода является отсутствие для многих мест достаточно длинных рядов наблюдений высот, в результате чего эмпирический график повторяемости, обрывающийся в области значений 30 – 50 лет, приходится экстраполировать в область требуемых периодов повторяемости 200, 500 и даже 1000 лет. В то же время историко-вероятностный метод позволяет получать оценки риска, не делая никаких предположений о типе источников цунами и характере сеймотектонического процесса (кроме стационарности). Одним из достоинств этого подхода является также то, что в нем естественным образом комбинируются оценки риска как от близких (региональных), так и от удаленных (трансокеанских) цунами.

Оба подхода практически независимо развивались в течение длительного времени (более 30 лет) и продолжают применяться для анализа цунамиопасности различных участков побережья (Курило-Камчатская зона, Японское и Черное моря).

В настоящее время существует современная, достаточно детально разработанная методика РТНА (Probabilistic Tsunami Hazard Assessment) для вероятностной оценки цунамиопасности [10]. Она широко используется в таких странах как США, Канада, Австралия, Новая Зеландия, в западной Европе и других регионах. На ее основе выполняется как обзорное цунамирайонирование побережья целых стран, так и рассчитываются детальные карты заливания для отдельных портов и гаваней. При всех известных недостатках этой методики, как принципиальных, так и технологических, она после необходимой адаптации может быть использована при создании карты цунамиопасности побережья России.

В основе методики РТНА лежит построение вероятностной сеймотектонической модели основных цунамигенных зон, угрожающих защищаемому побережью и применение численных моделей возбуждения и распространения цунами для расчета ожидаемых высот цунами в конкретных пунктах побережья. Поскольку изменчивость высот волн цунами вдоль берега является достаточно сильной, особенно для сложных изрезанных побережий риасового типа, карты цунамиопасности, пригодные для практического использования, должны

строиться в достаточно крупных масштабах (1:10000 – 1:100 000). Как следствие, покрываемые ими территории будут ограниченными (1 – 10 км). Однако для сравнения различных побережий по уровню цунамиопасности необходимо наличие обзорных карт цунамирайонирования, построенных в масштабах порядка 1:2 000 000 – 1:4 000 000. Помимо того, что обзорная карта позволяет сравнивать различные участки побережья по уровню угрозы цунами, она также служит основой для построения карт детального цунамирайонирования, поскольку при ее построении должен быть выполнен основной объем работы по делинеации и изучению строения основных цунамигенных зон.

При создании сейсмотектонической модели цунамигенной зоны важнейшую роль играет реалистичная оценка предельной магнитуды максимального ожидаемого землетрясения (возможно отсутствующего в историческом каталоге данной зоны), поскольку именно такие события определяют предельные заплески на ближайшем побережье. В последних работах по оценке цунамиопасности с использованием методики РТНА учитывается возможность возникновения мега-землетрясений [12], но только по тем зонам, где они уже происходили в прошлом. Возможность же возникновения такого землетрясения на любом (в том числе ближайшем к рассматриваемому участку побережья) сегменте субдукционной зоны, по-прежнему часто игнорируется. Такой подход в значительной степени обесценивает полученные карты цунамиопасности, поскольку исключение из рассмотрения сильнейшего события приводит к существенной недооценке ожидаемых высот цунами.

Иллюстрацией этому являются данные, приведенные на рисунках 1 и 2. На первом из них показаны очаги и исторические высоты цунами, наблюдаемые на Курило-камчатском побережье России. В этом регионе за весь период исторических наблюдений (с 1737 года) произошло два мега-землетрясения класса M_9 – 17 октября 1737 года и 4 ноября 1952 года, оба с очагами в районе северных Курил и восточного побережья Камчатки. Данные о высотах заплеска от первого события, достигавших 63-х метров, весьма скудны и основываются только на сообщениях С.П. Крашенинникова [4]. Данные о высотах цунами 1952 года, достигавших 18–20 м, более многочисленны, но они ограничены в основном районами побережья, прилегающими к очагу землетрясения.

Рисунок 2 показывает расчетные высоты цунами, полученные при допущении возможности возникновения мега-землетрясения с магнитудой $M_w = 9.0$ в любой части Курило-Камчатской зоны. Немедленным результатом этого является увеличение расчетных высот цунами до 12 – 15 м на всем восточном побережье Курильских островов и Камчатки.

Средний период повторяемости мега-землетрясений в одной субдукционной зоне составляет порядка 600 – 800 лет [8]. Фактический интервал времени между двумя последовательными мега-событиями изменяется в весьма широких пределах – для уже известных исторических событий от 215 лет (Камчатка 17.10.1737 и 4.11.1952) до 1142 лет (Тохоку 13.07.869 и 11.03.2011). Более точная и реалистичная оценка ожидаемого периода повторяемости предельных высот является достаточно проблематичной в связи с недостаточной длиной исторических каталогов цунами в большинстве цунамигенных регионов Мирового океана. Помочь здесь могут только геологические методы поиска и трассирования следов палеоцунами, сохраняющихся в береговых осадочных толщах [5].

Главная проблема оценки цунамиопасности конкретного участка океанического побережья, имеющего перед собой зону субдукции, состоит в получении реалистичных оценок места и времени возникновения в ближайших сегментах этой зоны мега-землетрясения с магнитудой 9.0 и выше. Получение таких оценок представляет собой сложную научно-практическую проблему и фактически сводится к решению задачи долгосрочного прогноза сильнейших землетрясений. Карты цунамиопасности любого масштаба, построенные без учета возможности и вероятности возникновения мега-землетрясений, будут значительно недооценивать реальную опасность цунами и приводить к неверным инженерным решениям по застройке прибрежной полосы.

Работа выполняется при поддержке проекта РНФ 14-17-00219.

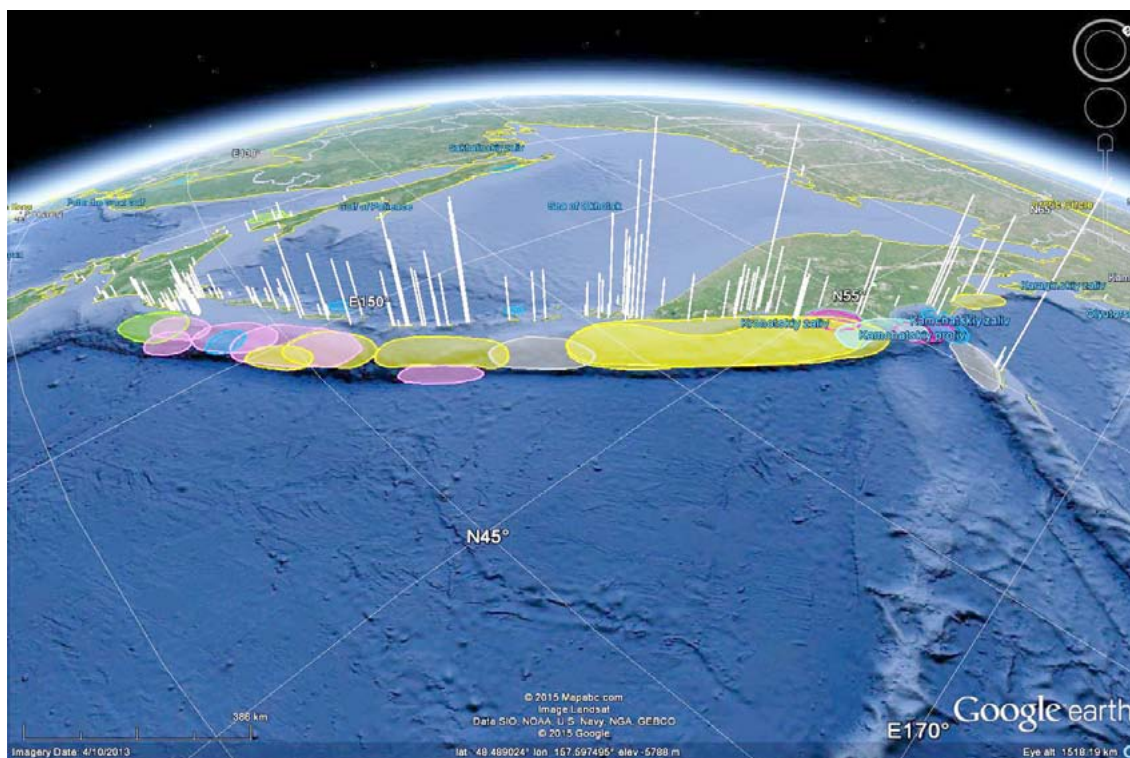


Рис. 1. Очаги сильнейших исторических цунами Курило-Камчатского региона и наблюдаемые высоты цунами (вертикальные белые линии).

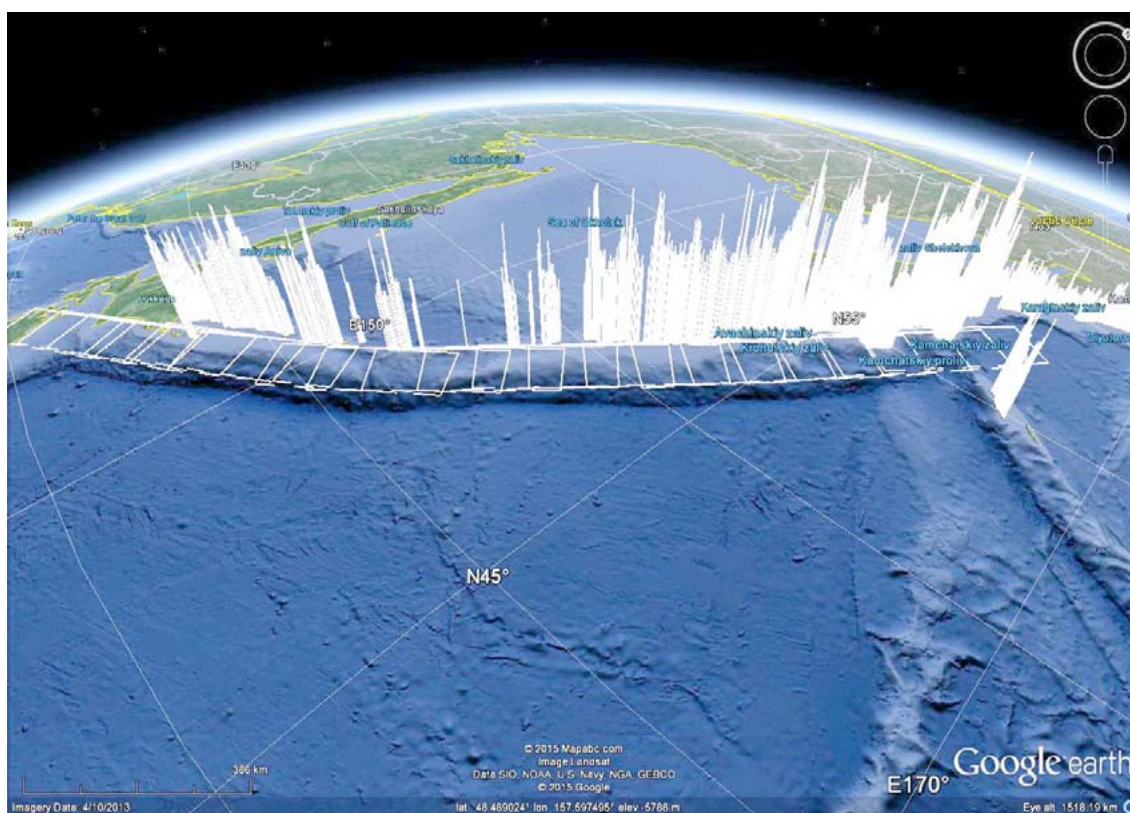


Рис. 2. Распределение расчетных высот цунами от системы 20 модельных очагов магнитуды $M_w=9.0$, равномерно распределенных вдоль всей Курило-Камчатской сейсмогенной зоны. Светлыми прямоугольниками показаны проекции площадок разрыва в модельных очагах на поверхность. Расчеты выполнены в ИВТ СРАН с помощью программного комплекса MGC [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас максимальных заплесков цунами / отв.ред. С.Л.Соловьев. Владивосток: МГИ АН УССР, ДВНИГМИ, 1978. 61 с.
2. Го Ч.Н., Кайстренко В.М., Симонов К.В. О возможности локального долгосрочного прогноза цунами // Оперативный и долгосрочный прогноз цунами, Владивосток: ДВО АН СССР, 1983. С. 150-162.
3. Иконникова Л.Н. Опыт расчета элементов волн цунами // Тр. Центрального ин-та прогнозов. М.: Гидрометеиздат, 1965. Вып.142.
4. Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. СПб.: Наука, 1994. Т.1. 438 с.
5. Пинегина Т.К., Разжигаева Н.Г. Исследования палеоцунами на дальневосточном побережье России // Мировой океан. М.: Научный мир, 2013. Том I: Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. С. 488-498.
6. Уломов В.И. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации - ОСР-2012 // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40, №4. С. 5-20.
7. Чубаров Л.Б., Бабайлов В.В., Бейзель С.А. Программа расчета характеристик волн цунами сейсмического происхождения МГС. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ Федеральной службой по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011614598. Зарегистрировано в Реестре Программ для ЭВМ 9 июня 2011 г.
8. Atwater B.F., Nelson A.R., Clague J.J. et al. Summary of coastal geologic evidence about past great earthquakes at the Cascadia subduction zone // Earthquake Spectra. 1995. Vol. 11, No. 1. P. 1-18.
9. Giardini D., Grunthal G., Shedlock K.M., Zhang P. The GSHAP Global Seismic Hazard Map // Annali di Geofisica. 1999. Vol. 42 (6). P. 1225-1228.
10. Gonzalez F., Geist E., Jaffe B. et al. Probabilistic tsunami hazard assessment at Seattle, Oregon, for near- and far-field sources // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. C11023. DOI: 10.1029/2008JC005132.
11. Kaistrenko V. Tsunami recurrence versus tsunami height distribution along the coast // Pure App. Geoph. 2011. Vol.168, No.11. P. 2065-2069.
12. Leonard L., Roger G., Mazotti S. Tsunami hazard assessment of Canada // Nat. Hazards. 2013. DOI: 10.1007/s11069-013-0809-5.

УДК 551.466

ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ У БЕРЕГОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В.С. Зарочинцев¹, А.В. Лоскутов¹

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
zarochintsev@imgg.ru

Одной из важных особенностей прибрежного рельефа в районе с. Взморье (юго-восточное побережье о. Сахалин) является существование системы устойчивых квазиритмических форм рельефа - цепочки фестонов с расстоянием между ними около 700-900 м, существующих в течение продолжительного периода времени [1,2].

Именно на участках между фестонами, где пляж более короткий, и происходит интенсивное разрушение берегового уступа, по которому проходит основная автомобильная магистраль области Южно-Сахалинск – Оха. Аналогичная структура берегового рельефа наблюдается и на других участках побережья острова, поэтому изучение условий ее формирования является важной задачей в прикладном отношении. Существование подобных форм принято связывать с влиянием инфрагравитационных краевых волн [3, 4], при этом факт присутствия краевых волн желательно продемонстрировать экспериментально с постановкой нескольких измерителей волнения и уровня. Однако, по различным причинам (неудачное расположение приборов и их потери) в экспериментах предыдущих лет не удавалось выявить эти волны, или наоборот - доказать их отсутствие в данном районе.

Для исследования особенностей гидродинамических процессов в прибрежной зоне моря, обусловленных трансформацией ветрового волнения на мелководье и формированием длинных инфрагравитационных волн, в 2014 году был организован натурный эксперимент, который включал постановку двух измерителей придонного гидростатического давления. Приборы были выставлены по нормали к берегу в районе поселка Взморье, в месте интенсивного размыва автомобильной дороги (106 - 108 километр). Датчик №8 был установлен в точке, где глубина моря составляла около 4.7 м, а измеритель №97 – в точке с глубиной около 7 м. На следующий день второй прибор был переставлен ближе к первому, и глубина в точке постановки составляла уже около 6 м (рис.1). В период проведения эксперимента, длившегося около 4 суток, погода была на редкость тихой, на море наблюдалось только слабое волнение, что затрудняло решение поставленной задачи. Тем не менее, рассмотрим детально результаты анализа полученных записей.

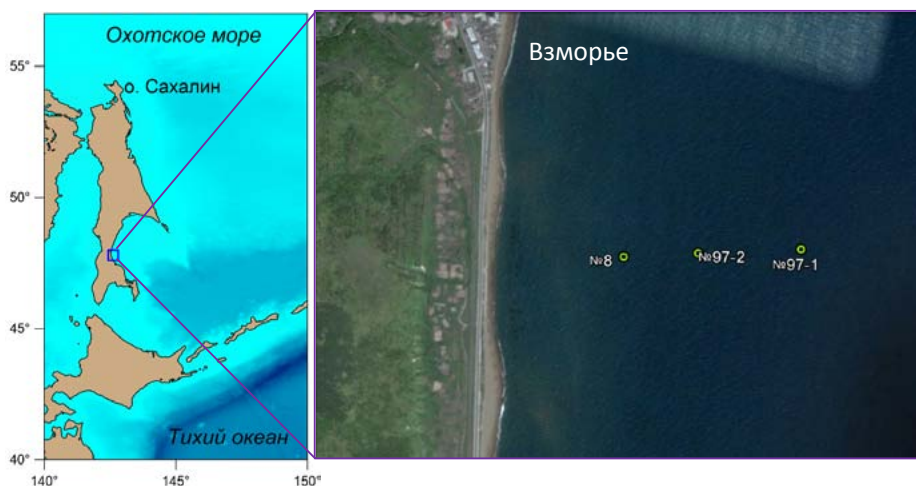


Рис. 1. Схема постановки датчиков.

На рисунках 2, 3 приведены спектральные характеристики записей приборов №8 и №97 (спектр мощности, функция когерентности, фазовый сдвиг), полученные по 6-часовому отрезку для ситуации с более глубоководным (рис. 2, слева) расположением второго прибора (расчет производился по 15-минутным интервалам с половинными сдвигами, число степеней свободы составило 126). В спектрах волнения выделялся основной пик с периодом около 10 сек, соответствующий волнам зыби, а также более слабый, но вполне четкий пик на периоде 5.5 сек (собственно ветровое волнение). В диапазоне инфрагравитационных волн отмечены два пика с периодами около 110 и 55 с. На первом из них имеется значимая когерентность между станциями (0.35), а фазовый сдвиг близок к π (3.03). На втором когерентность была существенно ниже, (0.2), а фаза медленно менялась, но имела значения, близкие к 0 (рис 3.1). Поскольку датчики располагались по нормали к берегу, таким значениям фазы на периодах спектральных максимумов соответствуют волны, распространяющиеся вдоль берега, которые интерпретируются как захваченные краевые (аналогичная картина была выявлена ранее в районе стационара ИМГиГ «Остромысовка» [2]).

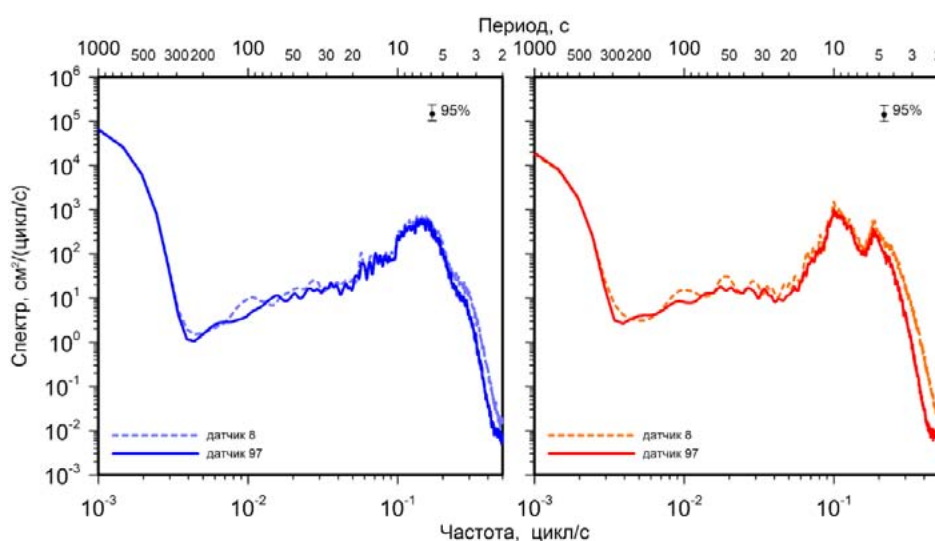


Рис. 2. Графики спектральной плотности по записям на датчиках №8 и 97. Левый график соответствует первоначальному положению; правый – ситуации после перестановки.

На втором интервале времени, когда датчики находились ближе друг к другу (рис. 2, справа), волнение было еще слабее – максимум на периодах волн зыби уменьшился на порядок, пик на периодах ветрового волнения вовсе отсутствовал. В графиках спектральной плотности выделяются два слабых пика – на периодах около 103 (датчик 8) и 146 с (датчик 97). Когерентность в этом диапазоне плавно уменьшалась (от 0.5 до 0.2), сдвиг фаз был близок к 2π (медленно возрастал от 6.1 до 6.4) (рис. 3). Резкое изменение сдвига фаз при переносе датчика ближе к берегу указывает на то, что его первая и вторая позиции находились по разные стороны от узловой линии, протягивающейся параллельно линии берега, что характерно для пространственной структуры краевых волн на линейном откосе (рис. 4). Во втором случае волновые движения происходили синфазно, что указывает на положение станций по одну сторону этой линии, хотя датчик №97 располагался, скорее всего, близко к ней (на это указывает малая величина спектрального пика).

Для оценки пространственной структуры колебаний была рассчитана форма возвышения свободной поверхности для модели бесконечного откоса с углом наклона дна $\beta=0.0035$, приблизительно соответствующего реальному рельефу в изучаемом районе. Результаты расчета для периода 110 с представлены на рис. 4 (слева). Частотный и пространственный масштаб наблюдаемых колебаний хорошо соотносится с масштабом теоретической формы краевых волн на бесконечном цилиндрическом откосе. Длина волны (порядка 500 м) приблизительно соответствует размерам квазиритмических форм прибрежного рельефа, наблюдаемым в данном районе (резонансному периоду 150 секунд, отмеченному на отдельных станциях ранее, отвечают длины волн около 800 - 900 м).

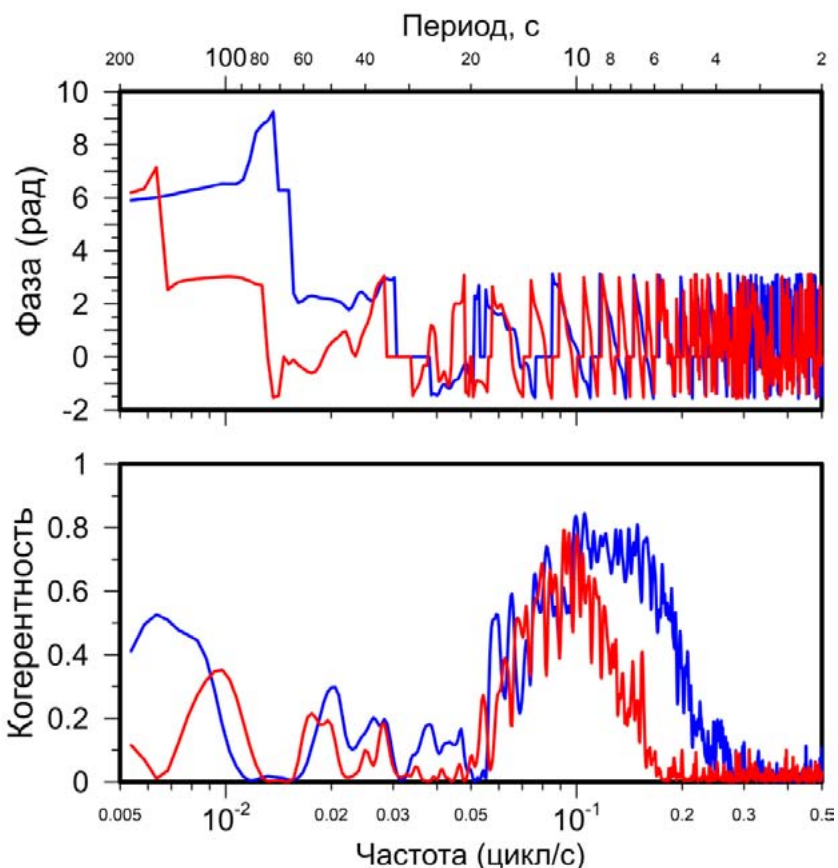


Рис. 3. Графики когерентности и фазы по записям на датчиках №8 и 97. Красный график соответствует первоначальному положению, синий график – ситуации после перестановки.

Вероятно, при более развитом волнении можно было бы получить более отчетливую и ясную картину, однако проведенные экспериментальные исследования однозначно указывают на связь инфрагравитационных волн с периодами 110-150 секунд с захваченными краевыми волнами, и, в свою очередь, с формированием устойчивой системы квазиритмических форм рельефа, существующих в изучаемом районе. Полученные результаты указывают на важность учета особенностей волнового режима в прибрежных районах острова Сахалин при размещении промышленных объектов или планировании работ по защите берегов.

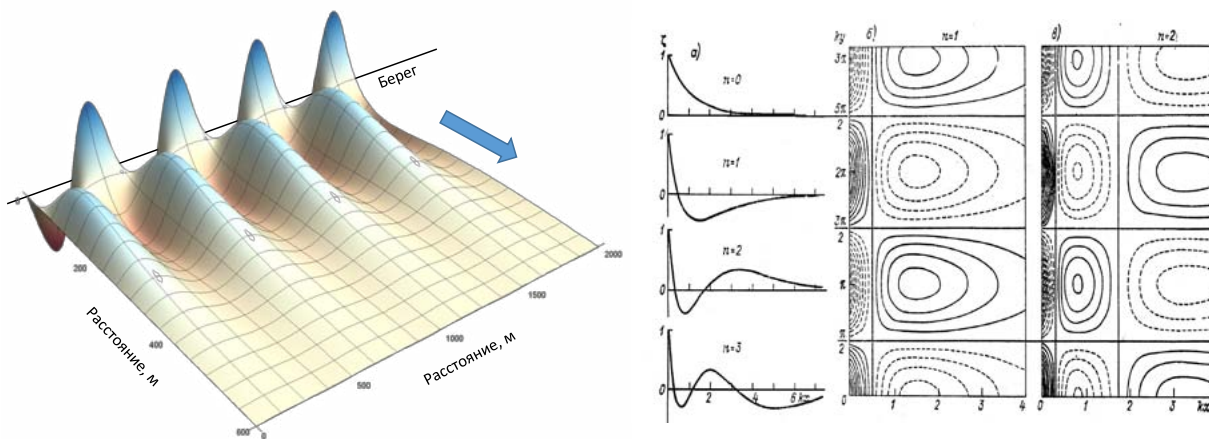


Рис. 4. Форма свободной поверхности воды и карта изолиний вдольбереговой пространственной структуры для первой моды инфрагравитационных краевых волн на бесконечном откосе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев В.В., Игнатов Е.И., Сафьянов Г.А., Чистов С.В. Защита берегов залива Терпения методом компенсации дефицита наносов // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения Российской академии наук, 2009. 215 с.
2. Ковалев П.Д. , Шевченко Г. В., Ковалев Д.П. Исследование динамики прибойных биений у юго-восточного побережья о. Сахалин // Метеорология и гидрология. 2006. № 9. С. 76–87.
3. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
4. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. Л.: Гидрометеиздат, 1993. 240 с.

УДК 551.466.62

ДЕТАЛИЗАЦИЯ МАГНИТУДНО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО КРИТЕРИЯ ЦУНАМИОПАСНОСТИ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

Д.Е. Золотухин¹, Т.Н. Ивельская²

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

² Центр цунами, Сахалинское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Южно-Сахалинск, Россия

dimzol@rambler.ru

Основным рабочим методом, применяемым Службой предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России при принятии решения об объявлении тревоги цунами, является сейсмический. Он основан на регистрации опережающих цунами сейсмических волн. Возможность возникновения цунами в результате землетрясения оценивается по магнитудно-географическому критерию. Землетрясение считается цунамиопасным, если его эпицентр попадает в цунамигенную зону, а интенсивность превышает заданное пороговое значение магнитуды (рис. 1).

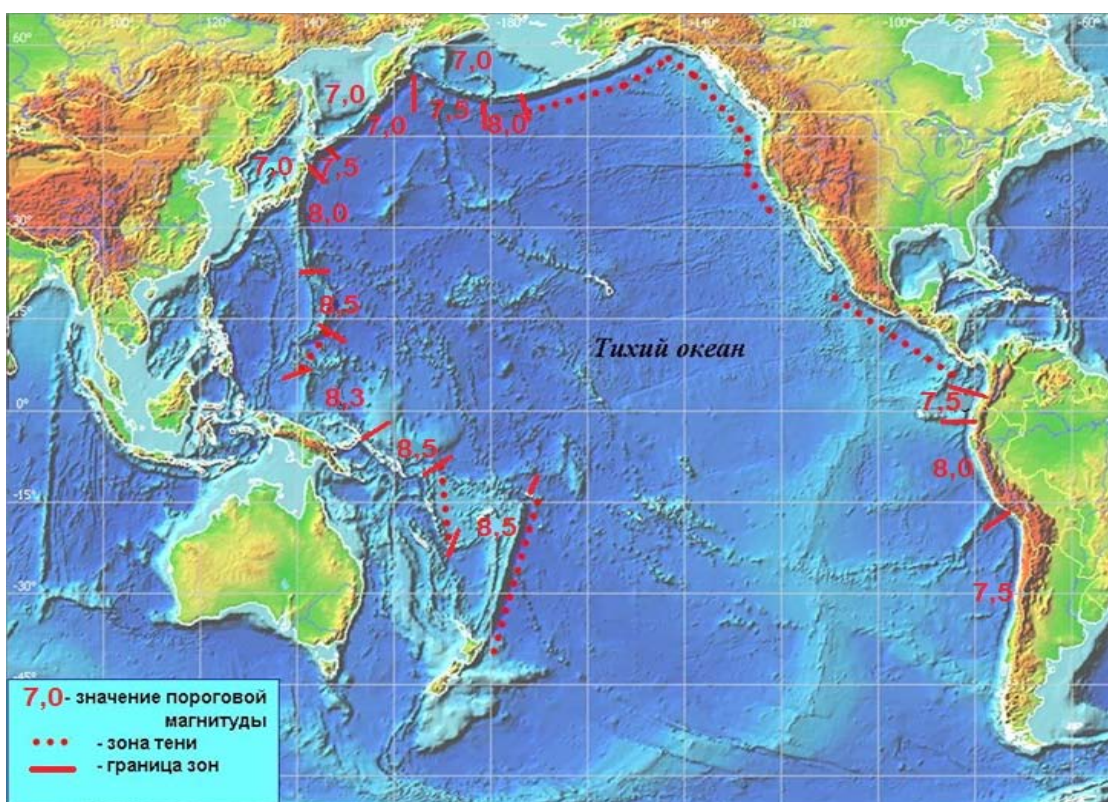


Рис. 1. Карта – схема пороговых значений магнитуд для объявления тревоги цунами на Дальнем Востоке России.

Так, для землетрясений в Японском, Охотском морях и акватории Тихого океана восточнее Курильских островов пороговое значение магнитуды составляет 7.0. По сути, принципы функционирования Службы предупреждения о цунами остались неизменными с момента организации службы [5, 6].

Эффективность данного магнитудно-географического критерия можно оценить с помощью анализа исторические сведений о проявлении цунами на Дальнем Востоке России.

ИСТОРИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОЯВЛЕНИИ ЦУНАМИ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

Основная цунамигенная зона Дальнего Востока России, в которой расположены очаги большинства цунами, совпадает с западным склоном Курило-Камчатского желоба. В окраинных морях Тихого океана, омывающих дальневосточные берега России, цунами возникают реже. Наиболее опасно в этом отношении Японское море. Цунамигенная зона Японского моря проходит вдоль восточного побережья Кореи, западного побережья Японии и юго-западного побережья о. Сахалин, в ней сосредоточены все известные очаги цунами.

Основные данные о проявлении сильнейших цунами на Дальнем Востоке России в XX – XXI веках (начиная с 1939 г.) представлены в таблице 1. Цунами, пришедшие от удаленных источников (например, цунами 23 мая 1960 г., вызванное землетрясением у берегов Южной Америки в районе чилийского побережья) в данной таблице не приведены.

Таблица 1. Сильнейшие цунами на Дальнем Востоке России в XX – XXI веках

Дата	Регион	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	глубина гипоцентра, км	Магнитуда	Заплеск, м
1.08.1940	Яп.	44°28'	139°31'	35	7.5	5.0
4.11.1952	Т.О.	52°48'	159°30'	20	8.5	18.0
6.11.1958	Т.О.	44°18'	148°30'	40	8.1	5.0
13.10.1963	Т.О.	44°54'	149°36'	47	8.1	4.0
20.10.1963	Т.О.	44°06'	150°06'	60	7.1	8.0
16.06.1964	Яп.	38°26'	139°14'	11	7.5	0.6
11.08.1969	Т.О.	43°36'	147°48'	27	7.8	5.0
5.09.1971	Яп.	46°34'	141°11'	17	6.9	2.05
10.06.1975	Т.О.	43°06'	147°42'	15	7.0	5.5
26.05.1983	Яп.	40°28'	139°05'	23	7.8	5.0
12.07.1993	Яп.	42°51'	139°12'	16	7.6	4.43
4.10.1994	Т.О.	43°48'	147.3	14	8.1	8.25
15.11.2006	Т.О.	46°42'	154°06'	30	7.9	21.9
13.01.2007	Т.О.	46°30'	153°48'	23	8.0	~15.0
2.08.2007	Яп.	46°50'	141°45'	10.6	6.2	3.2

Примечание: Яп. – Японское море, Т.О. – акватория Тихого океана восточнее Курильских островов. Данные по цунами взяты из [1, 2, 8, 9, 10, 11].

Следует отметить, что эпицентр цунамигенного землетрясения 16 июня 1964 г., с магнитудой $M = 7.5$, не вызвавшего опасное (с заплеском, превышающим 1 м) цунами на побережье Дальнего Востока России, находился западнее о. Хонсю. Очаги же опасных цунами 5 сентября 1971 г. и 2 августа 2007 г. (высотой 2.05 и 3.2 м на западном побережье Сахалина, соответственно) с магнитудой $M < 7$ находились в южной части Татарского пролива.

Следует также обратить внимание, что цунами 15 ноября 2006 г. ($M = 7.9$) и цунами 13 января 2007 г. ($M = 8.0$), очаги которых находились восточнее Средних Курил, вызвали заплески более 15 м на побережье необитаемого о. Симушир, но не нанесли серьезного ущерба населенным пунктам Северных и Южных Курильских островов. Так, в поселке Малокурильское максимальный заплеск составил 1.6 и 0.72 м соответственно. В то же время, цунами 4 ноября 1952 г. (очаг восточнее п-ова Камчатка), а также цунами 6 ноября 1958 г., и 4 октября 1994 г. (очаги юго-восточнее Курильских островов) вызвали серьезные разрушения в населенных пунктах Курильских островов.

Это говорит о том, что магнитудно-географический критерий цунамиопасности для Японского моря и акватории Тихого океана восточнее Курильских островов нуждается в пространственной детализации, то есть пороговая магнитуда должна меняться в зависимости от географических координат.

ПАРАМЕТРЫ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

С целью пространственной детализации магнитудно-географического критерия цунамиопасности была выполнена серия вычислительных экспериментов, моделирующих цунами

в Дальневосточном регионе. При численном моделировании был использован «макросейсмический» источник цунами [5]. Модельные источники размещались в цунамигенных зонах Японского моря (акватория в районе восточного побережье Кореи, западного побережья Японии и юго-западного побережья о. Сахалин) и в акватории Тихого океана восточнее Курильских островов. Высоты заплесков рассчитывались для 22 «мареографных» точек российского побережья Японского моря и 7 – Курильских островов. Для каждого модельного источника выполняется серия вычислительных экспериментов (с разными модельными магнитудами) с целью определить пороговую магнитуду. Под пороговой магнитудой для модельного источника цунами здесь понимается магнитуда, при которой в одном из «мареографных» точек побережья в результате численного моделирования наблюдается интенсивное (с заплеском 1 м или более) цунами, потенциально представляющее угрозу для населения Дальнего Востока России.

Поскольку землетрясения с $M < 7.0$ в акватории Тихого океана восточнее Курильских островов не представляют опасности с точки зрения проявления цунами на Южных и Северных Курилах, а при $M > 8.0$ расчетная схема теряет устойчивость, и полученные результаты менее достоверны, то в ходе вычислительных экспериментов для данного региона задавались значения магнитуд $7.0 \leq M \leq 8.0$. На основе результатов, изложенных в работе [7] в качестве наиболее вероятной фокальной глубины Курильских землетрясений было принято значение 35 км, используемое при численном моделировании.

Так как землетрясения с $M < 6.5$ в Японском море (исключая Татарский пролив), как правило, не представляют опасности с точки зрения проявления цунами на российском побережье Японского моря, то в ходе вычислительных экспериментов для данного региона задавались значения магнитуд от $6.5 \leq M \leq 8.0$. В качестве фокальной глубины цунамигенных землетрясений на основе [3] при численном моделировании было принято значение 25 км.

Исключением являются источники 6 и 7 в Татарском проливе. Значительная интенсивность цунами 5 сентября 1971 г. и 2 августа 2007 г. в южной части Татарского пролива, вызванных землетрясениями с относительно слабой магнитудой, объясняется относительно малой глубиной гипоцентров землетрясений (17 и 10.6 км, соответственно) и близостью эпицентров к населенным пунктам на юго-западном побережье о. Сахалин.

Поэтому численное моделирование для источников 6 и 7 с использованием модельной глубины гипоцентра 25 км дает сильно завышенную пороговую магнитуду. Анализ работы [4] позволяет сделать вывод, что наиболее вероятными глубинами очагов цунамигенных землетрясений в Татарском проливе являются глубины 10 и 15 км. В данной работе для модельных источников 1 и 2 было выполнено численное моделирование цунами с глубиной гипоцентра 10 км (как наиболее опасной), для магнитуд от 6.0 до 7.5 с шагом 0.25 (землетрясения в Татарском проливе с магнитудами от 7.5 до 8.0 в данном случае «не интересны», так их цунамиопасность очевидна). Для всех модельных источников большая ось была направлена параллельно изобатам, а шаг магнитуд составлял 0.25. Модельные источники цунами и «мареографные» точки побережья Дальнего Востока России, для которых рассчитывались заплески волн цунами, показаны на рисунке 2. Основные параметры модельных источников цунами представлены в таблице 2.

Анализ результатов вычислительных экспериментов позволяет произвести пространственную детализацию магнитудно-географического критерия цунамиопасности. Результаты численных экспериментов (пороговые магнитуды для каждого модельного источника) представлены в таблице 2.

Таблица 2. Основные параметры модельных источников цунами

№	Широта, ° с. ш.	Долгота, ° в. д.	Азимут большой оси, °	глубина гипоцентра, км.	диапазон магнитуд	Пороговая магнитуда
1	49°38'6	156°45'1	45	35	7.0 – 8.0	7.5
2	46°56'1	152°57'2	45	35	7.0 – 8.0	7.75
3	45°17'3	150°46'5	45	35	7.0 – 8.0	7.5
4	44°19'7	148°35'9	45	35	7.0 – 8.0	7.5
5	43°16'9	147°10'7	45	35	7.0 – 8.0	7.5
6	49°18'	141°42'	0	10	6.0 – 7.5	6.75
7	46°22'	141°14'	158	10	6.0 – 7.5	6.75

Продолжение таблицы 2.

№	Широта, ° с. ш.	Долгота, ° в. д.	Азимут большой оси, °	глубина гипоцентра, км.	диапазон магнитуд	Пороговая магнитуда
8	44° 30'	139° 30'	0	25	6.5 – 8.0	7.25
9	43° 00'	139° 18'	0	25	6.5 – 8.0	7.25
10	40° 00'	139° 05'	0	25	6.5 – 8.0	7.75
11	37° 30'	137° 55'	55	25	6.5 – 8.0	7.75
12	35° 50'	135° 00'	90	25	6.5 – 8.0	7.75
13	35° 00'	131° 45'	50	25	6.5 – 8.0	7.75
14	38° 00'	130° 00'	145	25	6.5 – 8.0	7.5

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Результаты выполненных авторами вычислительных экспериментов позволяют выделить в Японском море зону с повышенной до $M = 7.5$ пороговой магнитудой, ограниченной с севера и северо-запада линиями:

39° с.ш., 139°50' в.д., 39° с.ш., 136° в.д.;

39° с.ш., 136° в.д., м. Чанги (36°05' с.ш., 129°33' в.д.),

а с юго-запада и востока – Корейским проливом и западным побережьем острова Хонсю.

Также результаты выполненных авторами вычислительных экспериментов позволяют выделить в Татарском проливе район с пониженной до 6.5 пороговой магнитудой, южная граница которого пройдет от мыса Крильон (45° 54', 142° 05') к точке на материковом берегу Татарского пролива с координатами (45° 54', 137° 44'), а северная – через пролив Невельского от Погиби до Лазарева.

Данные эксперименты также подтверждают правильность ранее принятого решения подкомиссии по цунами КЧС по Сахалинской области о временном выделении зоны с повышенной до 7.5 пороговой магнитудой, имеющей вид параллелограмма с координатами вершин: 46°с.ш., 150° в.д.; 49° с.ш., 154° в.д.; 49° с.ш., 158° в.д.; 46° с.ш., 154° в.д. в акватории Тихого океана восточнее центральных Курильских островов.

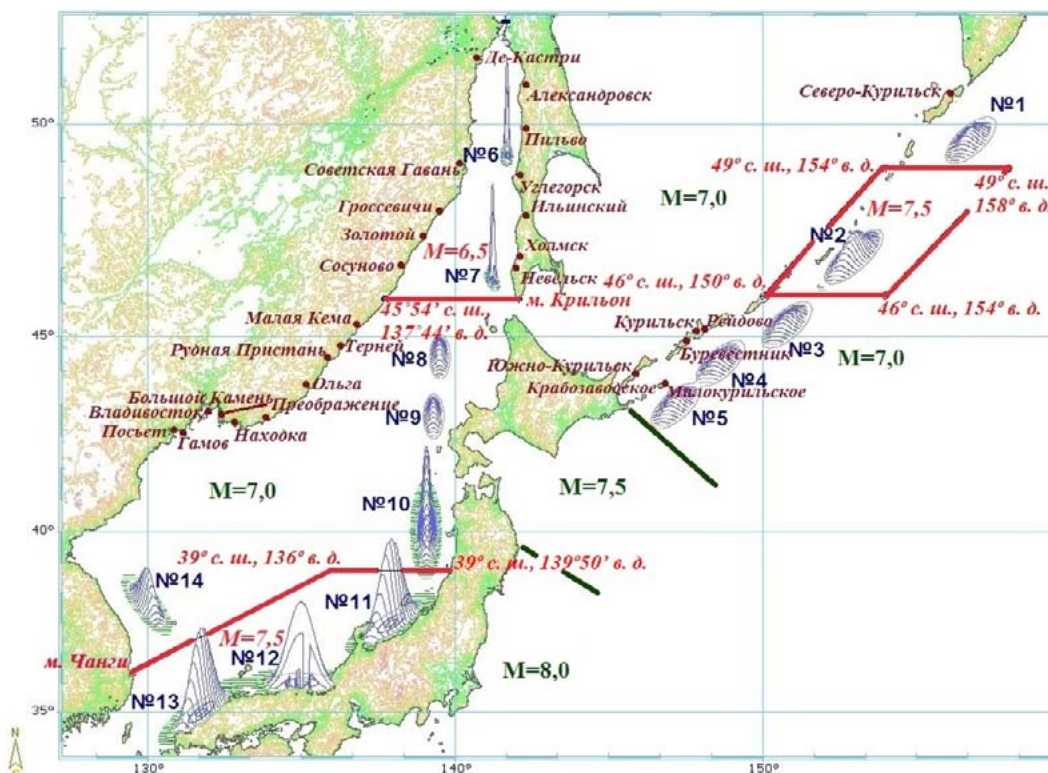


Рис. 2. Предложение по детализации пороговых магнитуд на Дальнем Востоке России (предлагаемый магнитудный порог выделен курсивом).

Реализация данных предложений (рис. 2) позволит повысить эффективность службы предупреждения о цунами, как за счет сокращения числа ложных тревог, так и за счет снижения риска фатального пропуска цунами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заякин Ю.Я. Цунами на Дальнем Востоке России. Петропавловск-Камчатский: Комсат, 1996. 88 с.
2. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин / под ред. Б.В. Левина, И.Н. Тихонова М.: «Янус-К», 2009. 204 с.
3. Поплавский А.А., Золотухин Д.Е., Храмушин В.Н. Макросейсмическая модель источника цунами и оценка ее эффективности при численном моделировании // Вулканология и сейсмология. 2012. № 1. С. 65-72.
4. Поплавский А.А., Храмушин В.Н. Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. М.: Наука, 2006. 272 с.
5. Поплавский А.А., Храмушин В.Н. Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. Владивосток: Дальнаука, 2008. 176 с.
6. Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.И., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск, 1997. 273 с.
7. Поплавский А.А., Бобков А.О. О распределении дальневосточных землетрясений по глубине и магнитуде // Строение, геодинамика и металлогения охотского региона и прилегающих частей северо-западной тихоокеанской плиты: мат-лы Междунар. науч. симпозиума (24 – 28 сентября 2002 г.): сб. статей. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 2. С. 64 – 88.
8. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана (173-1968). М.: Наука, 1974. 309 с.
9. http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml
10. <http://sakhgu.ru/expert/Tsunami/Tsunami.html>
11. http://tsun.sccc.ru/tsulab/On_line_Cat_r.htm

УДК 551.466.63

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТЕОЦУНАМИ 6 – 7 ФЕВРАЛЯ 2014 ГОДА В РАЙОНЕ ОХОТСКА

Д.Е. Золотухин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
dimzol@rambler.ru

Цунами – это длиннопериодные волны, возникающие в морях и океанах по ряду причин [4]. Согласно исторической базе данных [12], в Тихом океане основной вклад в образование цунами вносят землетрясения – 79%, оползни – 6%, извержения вулканов – 5%, для 7% источник неизвестен, и лишь 3% цунами образовались по метеорологическим причинам. Такие цунами, образующиеся под воздействием атмосферных процессов, называются метеоцунами. Метеоцунами – это волновые движения моря, имеющие те же периоды, что и волны цунами сейсмического происхождения, и амплитуды порядка десятков сантиметров, редко – метров. В мировой океанологической практике известно, что метеоцунами могут при определенных условиях усиливать амплитуды до нескольких метров, и, так же как сейсмические цунами, приносить бедствия и разрушения в прибрежных городах и поселках. Эти длинные волны должны легко проходить под ледовым покровом, практически не теряя своей энергии [5, 8, 9].

Причинами метеоцунами могут быть скачки атмосферного давления, тайфуны, ураганы, шторма, холодные фронты и т.п. В работе [3] рассматриваются метеоцунами в Охотском море, вызванные движением циклонов.

В данной работе выполнено численное моделирование метеоцунами 7 февраля 2014 г., вызванного выходом глубокого циклона с Тихого океана, и вызвавшего аномальное морское подтопление береговой полосы в северной части Охотского моря (поселок Охотск – лиман р. Иня). При этом произошло подтопление дворовых территорий 15 частных жилых домов. В целях проведения превентивных мероприятий жители 33 домов были временно отселены, без электроэнергии остались 120 частных домов с печным отоплением [10].

Необычность аномального явления 6 – 7 февраля 2014 г. заключается в подъеме уровня моря выше критических отметок с волновым заплеском Тунгуской косы в районе Охотска (высота волны составила 2 – 2.5 м) в зимнее время, когда нагонная составляющая не могла влиять на изменение уровня из-за ледового покрова. В феврале 2014 года ледовые поля распространились к югу до 55°с.ш. на расстояние около 360 – 500 км (200 – 250 миль) от берега и должны были гасить высокочастотные спектры штормового волнения уже вблизи кромки, исключая воздействие значительного нагона на северное побережье Охотского моря. По мнению к.г.н. Вражкина А.В. (ДВНИГМИ) подтопление 7 февраля 2014 г. не вызвано зыбью [9]. В то же время, длинная барическая волна (метеоцунами) способна пройти подо льдом, почти не теряя своей энергии.

Причиной метеоцунами 7 февраля 2014 г. является глубокий циклон, прошедший 5-6 февраля через Охотское море. В соответствие с гидрологическо-синоптическими картами (ГСК) за 5 – 7 февраля, предоставленными Колымским управлением по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (рис. 1), автором было выполнено численное моделирование метеоцунами. Гидросиноптическая обстановка дана по всемирному времени (UTC), отличающемуся от местного на 12 часов.

При численном моделировании метеоцунами в данной работе был использован разработанный в 1997 году специальным конструкторским бюро систем автоматизации морских исследований (СКБ САМИ) ДВО РАН комплекс вычислительных процедур (программный комплекс) [6, 7].

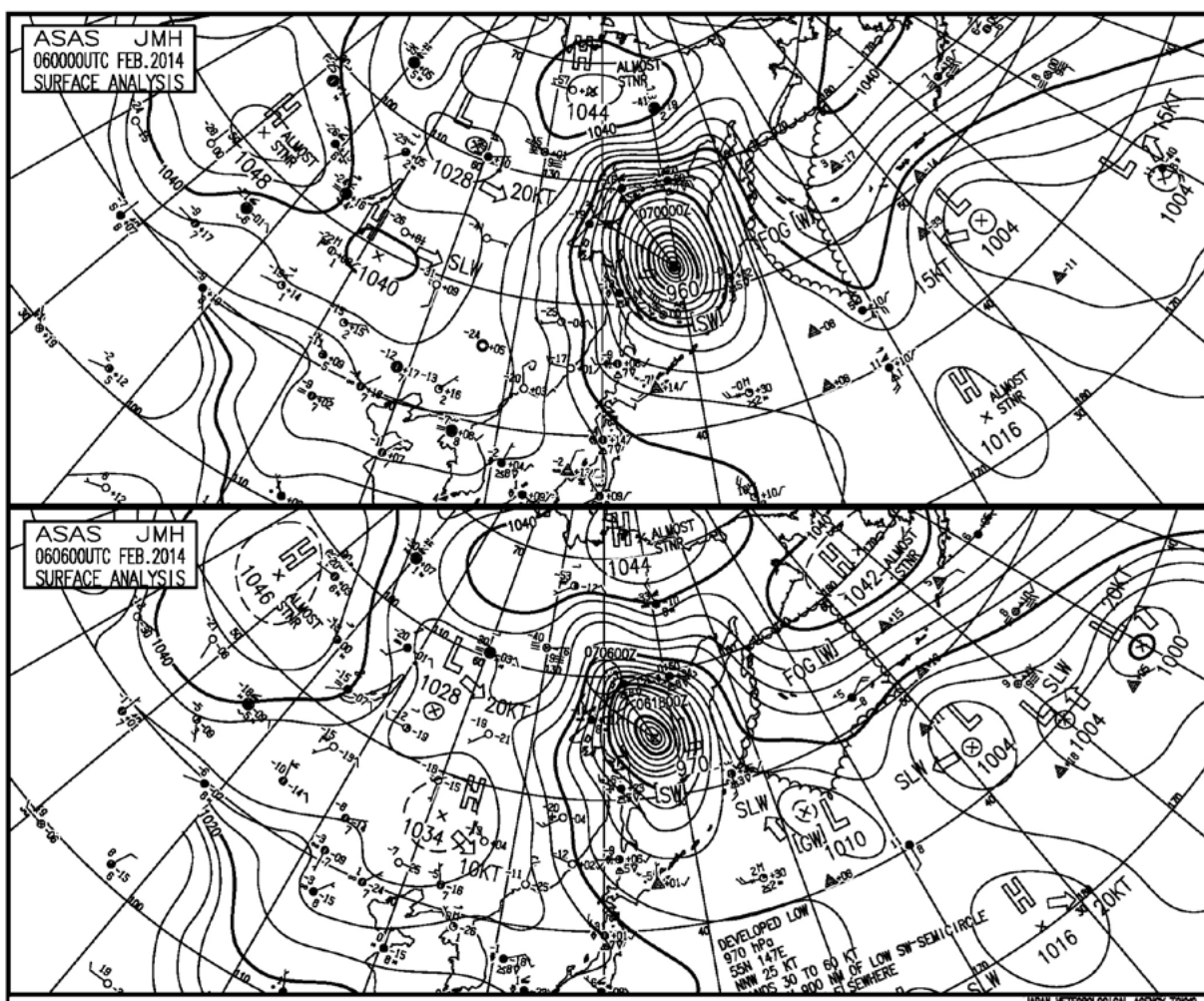


Рис. 1. Гидросиноптическая обстановка 6 февраля 2014 г. (UTC)

Для моделирования кинематики волновых фронтов создателями программного комплекса была разработана специальная четырехточечная расчетная схема, в которой используются производные по направлению. В качестве вычислительной модели была выбрана модель длинных волн. Данная вычислительная модель построена таким образом, чтобы все дополнительные физические характеристики, такие, как сферичность и вращение Земли, трение о морское дно и воздействие атмосферы, могли отделяться или добавляться к основным уравнениям (линейным уравнениям длинных волн) в любое время в процессе моделирования по команде исследователя. Такие уравнения можно определить, как разделяющиеся по физическим процессам [1, 2].

Для моделирования взаимодействия атмосферы и океана были реализованы алгоритмы, которые допускают использование реальных или прогнозируемых полей атмосферного давления и ветра. В действующей версии программы для моделирования метеоцунами и ветровых нагонов была реализована предложенная В. Н. Храмушиным модель «малого круга» циклона [7].

Метеоцунами в данном эксперименте моделировалось путем прохождения «малого круга» модельного циклона по гладкой (сплайновой) траектории вдоль маршрута движения реального циклона, определяемого при помощи гидрологическо-синоптических карт (то есть, траектория движения циклона строилась между реальными координатами центра циклона, определяемыми с помощью ГСК, с шестичасовым интервалом). Динамическое взаимодействие океана и атмосферы задавалось только внутри «малого круга» циклона, очерченного на поверхности сферической Земли путем плавного изменения давления в зависимости от расстояния до центра циклона. Также задавалось вихревое поле ветра, спирально сходящееся к центру циклона. Радиус «малого круга» определялся в соответствии с реальными размерами циклона (в данном

случае он составлял 1/2 реального радиуса циклона). По завершении маршрута модельного циклона происходило его разрушение, вызывающее волны, сходные с волнами цунами. Приливные волны и влияние ледяного покрова не моделировались. Результатом численного моделирования стали модельные мореограммы для отдельных точек карты.

Таблица 1. Параметры модельного циклона

t	φ	λ	D	P	V
6.02.2014, 00h	53°	150°	675	53	22.5
6.02.2014, 06h	55°	147°	585	43	25

t - время в днях и часах (UTC), на которые задаются параметры циклона;
 φ, λ – географические координаты центра циклона;
 D – диаметр «малого круга» модельного циклона до выравнивания давления, км;
 P – перепад давления в центре циклона, мб;
 V – максимальная скорость ветра на 1/3 радиуса циклона, м/с.
 Значение коэффициента поверхностного напряжения принималось $\mu = 0.002$.

Анализ полученных при численном моделировании мореограмм, дал следующие результаты: для кромки льда (морская точка «Лед», координаты 55°34'с.ш., 147°53'в.д.) время первого вступления 1:06, 6.02 UTC; максимальная высота волны (от гребня до подошвы) составила 0.53 м.

Береговая мореограмма получена путем пересчета мореограммы близбереговой точки «Охотск 3» (координаты 59°18'59"с.ш., 143°11'55"в.д., глубина 3 м, расстояние до берега 3.61 км) на берег с использованием встроенного в программный комплекс расчетного модуля [7].

В районе Охотска численное моделирование показало увеличение максимальной амплитуды длинной волны почти в 3 раза и прохождения волнового пакета. С 6 февраля до полудня 7 февраля моделирование выявило на берегу Охотского моря в районе Охотска шесть волновых максимумов (рис. 2).

- Время первого вступления метеоцунами – 5:22, 6.02 UTC;
- Максимум 1 – 10:44, 6.02 UTC; высота волны 1.54 м.
- Максимум 2 – 15:52, 6.02 UTC; высота волны 1.16 м.
- Максимум 3 – 20:10, 6.02 UTC; высота волны 1.29 м.
- Максимум 4 – 3:53, 7.02 UTC; высота волны 1.23 м.
- Максимум 5 – 9:21, 7.02 UTC; высота волны 1.40 м.
- Максимум 6 – 11:37, 7.02 UTC; высота волны 1.76 м.

На рисунке 2 представлены модельные мореограммы для кромки льда и для берега Охотского моря в районе Охотска.

Анализ гидросиноптической ситуации и модельных расчетов свидетельствует о том, что основной причиной возникновения аномального морского подтопления в северной части Охотского моря 6 – 7 февраля 2014 года (подтопления в районе Охотска и лимана р. Иня, аномальных изменений уровня в б. Нагаево, взлома припая в б. Аян) явилось влияние глубокого циклона, сместившегося по южной траектории в северную часть Охотского моря с районов Тихого океана. По закону обратного барометра в циклоне сформировалась длинная волна (метеоцунами) высотой 0.5 м, смещавшаяся к побережью со скоростью перемещения циклона 20 узлов [9], которого, согласно результатам численного моделирования, достигла в 5:22, 6.02 UTC. Основываясь на предположении, что ледовый покров не влияет на амплитуду длинной волны, при численном моделировании было получено усиление амплитуды в районе Охотска, причем наблюдалось 6 расчетных максимумов.

Вторая по счету с момента вхождения максимальная волна с расчетной амплитудой около 1.2 м хорошо совпала по времени с утренним приливом 7 февраля (полная вода – 4:24, 7:02 по местному или 16:24, 6.02 по всемирному времени) высотой 2.9 м над теоретическим нулем глубин [9], что позволяет предположить вклад данного процесса в увеличение суммарного уровня волнового заплеска. В случае разницы скорости прохождения гребня и подошвы длинной волны вследствие трансформации из-за наличия ледовых полей, обрушения гребня могло не

наблюдаться. Визуально это явление представляло бы изменение уровня моря с 2 – 3 часовыми колебаниями высотой до 1.5 м на фоне неправильных полусуточных приливов; при совпадении с фазой полной воды амплитуда основного прилива плавно увеличивалась бы до максимальных значений. При этом предполагаемая высота прилива составила бы $2.9 \text{ м} + 1.2 \text{ м} = 4.1 \text{ м}$.

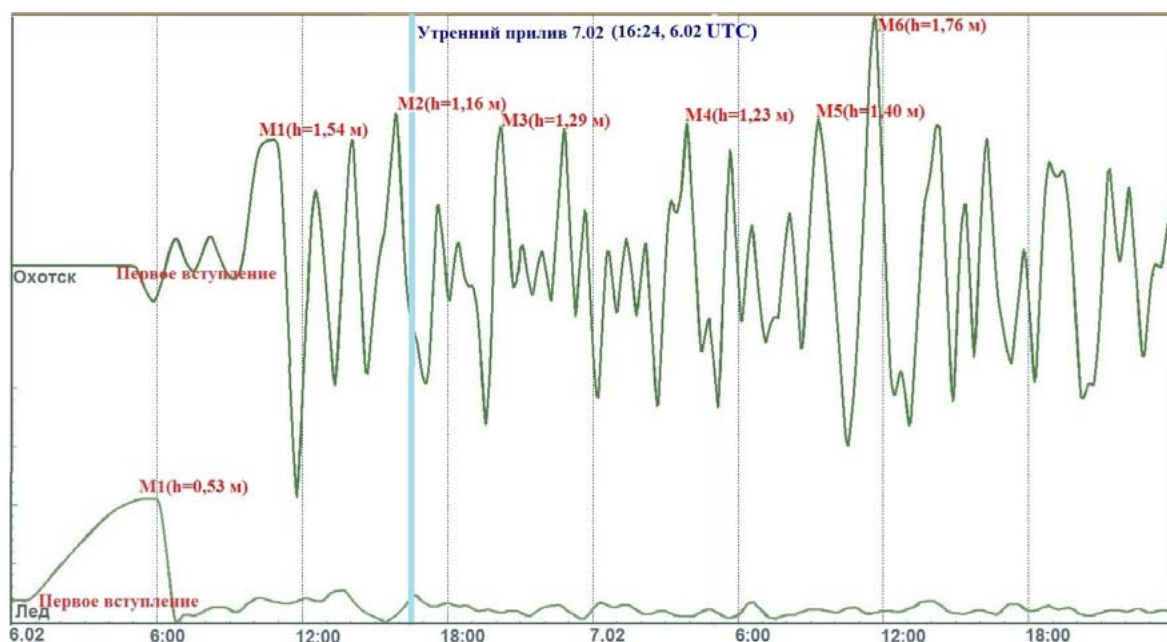


Рис. 2. Модельные мореграммы для кромки льда и для Охотска. Также указано время полной воды утреннего прилива 7 февраля (UTC).

Именно в это время очевидцы фиксировали поступление морских вод на улицы населенного пункта. В данном случае, можно констатировать факт совпадения фазы полных вод с прохождением данного расчетного максимума метеоцунами. Ветровая составляющая волнения по данным метеостанции на утро 7 февраля составила 2 – 2.5 м, но уже начался отлив, что должно было снизить влияние волнения на берег [9].

Таким образом, выполненное автором численное моделирование подтверждает, что аномальное морское подтопление в северной части Охотского моря 6 – 7 февраля 2014 года было вызвано метеоцунами, порождённым выходом глубокого циклона с Тихого океана. Данное исследование, а также работа [3] говорят о том, что метеоцунами, вызванные движением циклонов, представляют серьезную угрозу для побережья Дальнего Востока России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсен Д., Таннехилл Дж., Плетчер Р. Вычислительная гидромеханика и теплообмен. М.: Мир, 1990. Т. 1, 2. 726 с.
2. Белоцерковский О. М. Давыдов Ю. М. Метод крупных частиц в газовой динамике. М.: Наука, 1982. 370 с.
3. Золотухин Д.Е. Моделирование метеоцунами в Сахалинско - Курильском регионе // Морские интеллектуальные технологии. 2012. № 3 (17). С. 17-21.
4. Левин Б. В., Носов М. А. Физика цунами и родственных явлений в океане. М.: «Янус-К», 2005. 360 с.
5. Макаренко Е. В., Ивельская Т. Н. Метеоцунами в портах сахалинской области по данным наблюдений телеметрической сети Службы предупреждения о цунами. // Мореходство и морские науки – 2011: избранные доклады Третьей Сахалинской региональной морской научно-технической конференции (15-16 февраля 2011 г.) / под ред. В.Н. Храмушина. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2011. С. 205-211.

6. Поплавский А. А., Храмушин В. Н. Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. Владивосток: Дальнаука, 2008. 176 с.
7. Поплавский А. А., Храмушин В. Н., Непоп К. И., Королев Ю. П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск, 1997. 273 с.
8. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 325 с.
9. Тюрин В. Б. Техническая записка. Комплексный анализ гидрометеорологической обстановки в северной части Охотского моря 6-7 февраля 2014 года в связи с аномальным повышением уровня моря в районе Охотска. Магадан, 2014. 37 с.
10. <http://amurmedia.ru/news/khabkrai/07.02.2014/334800/zhiteley-33-domov-ohotska-evakuirovali-iz-za-podtopleniya-dvorovih-territoriy.html> (дата обращения: 25.02.2015).
11. <http://meteoinfo.ru/news/1-2009-10-01-09-03-06/4475-17012012-30->
12. <http://tsun.sccc.ru/htdbpac/>

УДК 551.466.6

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОСТРОВА
САХАЛИН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ADCIRC***А.А. Иванова¹, В.С. Архипкин¹, С.А. Мысленков¹, Г.В. Шевченко²*¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия;²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
lapoul@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Штормовые нагоны – одно из самых опасных природных явлений, которое уносит больше всего жизней на Земле [3]. Во многих странах осуществляются мероприятия по защите населения и инфраструктуры от воздействия нагонов. Однако нельзя сказать, что на всех побережьях, где наблюдаются штормовые нагоны, используют эффективные меры по предотвращению ущерба. Чаще всего остаются без систем защиты от последствий нагонов побережья стран третьего мира, где не выделяется достаточно средств для проведения предохранительных мероприятий, а также относительно малонаселенные районы, к которым в России, в частности, относится побережье Охотского моря и о. Сахалин.

До 90-х годов прошлого века принято было считать, что нагоны опасны лишь в северной малонаселенной части о. Сахалин, где они достигают величин более 2 м. Однако сильнейшие нагоны 10 – 11 ноября 1990 г. и 8 – 9 ноября 1995 г. заставили пересмотреть сложившееся мнение. Благодаря сведениям об ущербе от этих нагонов, приведенным в работе [1], теперь можно с полной уверенностью говорить, что и для южной, наиболее населенной части острова, штормовые нагоны также могут являться настоящим бедствием. В первую очередь от нагонов страдают морские порты, а также железнодорожные и автомобильные магистрали, которые на значительном протяжении прижаты горами к побережью: дорожное полотно размывается штормовыми волнами, а имеющиеся берегозащитные укрепления при сильных нагонах разрушаются. Одним из недавних примеров является затопление порта г. Корсаков 7 декабря 2012 г.

Важную роль при изучении условий формирования штормовых нагонов, оценке роли отдельных составляющих, изучении пространственной изменчивости их интенсивности и прогнозировании играет численное моделирование подъемов уровня моря при прохождении глубоких циклонов. Для побережья о. Сахалин численную модель развивал Ю.В. Любицкий [2]. Целью данной работы было проверить применимость иной модели (комплекса ADCIRC) для расчета штормовых нагонов в данном районе. Для этого было выполнено моделирование нескольких штормовых ситуаций, которые привели к значительным подъемам уровня моря. Качество модели оценивалось на основании сравнения полученных результатов с данными наблюдений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящем исследовании использовалась модель ADCIRC (ADvanced CIRculation model) [5]. Это высокоразвитая компьютерная программа для решения уравнений движения жидкости на вращающейся Земле. Уравнения формулируются с учетом гидростатического приближения и приближения Буссинеска, а затем дискретизируются в пространстве с помощью метода конечных элементов и во времени с использованием метода конечных разностей. Колебания уровня получаются из решения интегрированного по глубине уравнения неразрывности в виде обобщенного уравнения волн и неразрывности (GWCE – Generalized Wave-Continuity Equation). Скорость рассчитывается по уравнениям движения, все нелинейные члены сохраняются.

Исходным материалом для создания расчетной сетки послужили данные об абсолютных высотах рельефа Gridded Global Relief Data (ETOPO2 Ver. 2) с разрешением 2 мин [6, 7] – всего 550516 точек. Кроме того, для части Амурского лимана, Татарского пролива и пролива Невельского проводилась ручная оцифровка навигационных карт ГосГИС центра масштабом 1:200 000. Это было сделано для повышения точности батиметрии в прибрежных акваториях. При расчетах использовалась нерегулярная сетка. Областью наших интересов является прибрежная часть о. Сахалин, соответственно здесь и установлен наименьший размер ячеек – около 500 м. В открытой части моря и у материкового берега – разрешение порядка 9 – 10 км.

В качестве вынуждающих сил использовались данные реанализа NCEP/CFRSR ветра на высоте 10 м и атмосферного давления на уровне поверхности Земли, разрешение 0.3125°, дискретность 1 ч [8]. Область данных реанализа содержит 104*64 точки.

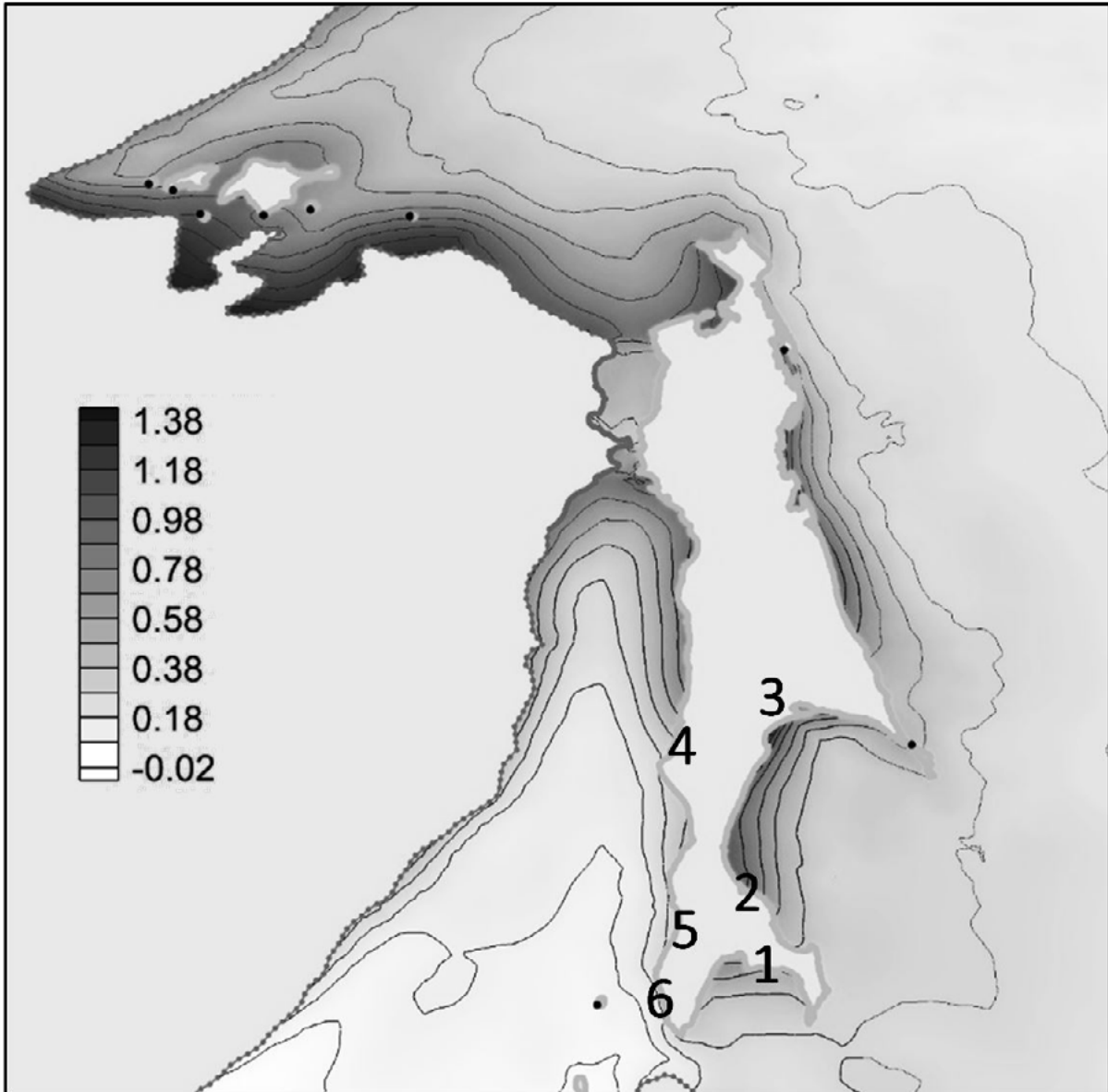


Рис. 1. Максимальный расчетный уровень воды (шкала в м) и пункты наблюдений за уровнем, для которых производилось сравнение с данными моделирования: 1 – Корсаков, 2 – Стародубское, 3 – Поронайск, 4 – Углегорск, 5 – Холмск, 6 – Невельск.

Для оценки качества модели производилось сравнение с данными наблюдений на уровне-вых постах с вычетом периодических колебаний в Углегорске, Поронайске, Стародубском, Корсакове, Холмске, Невельске, зал. Набилъ (о. Сахалин) и поселке Де-Кастри (Хабаровский край).

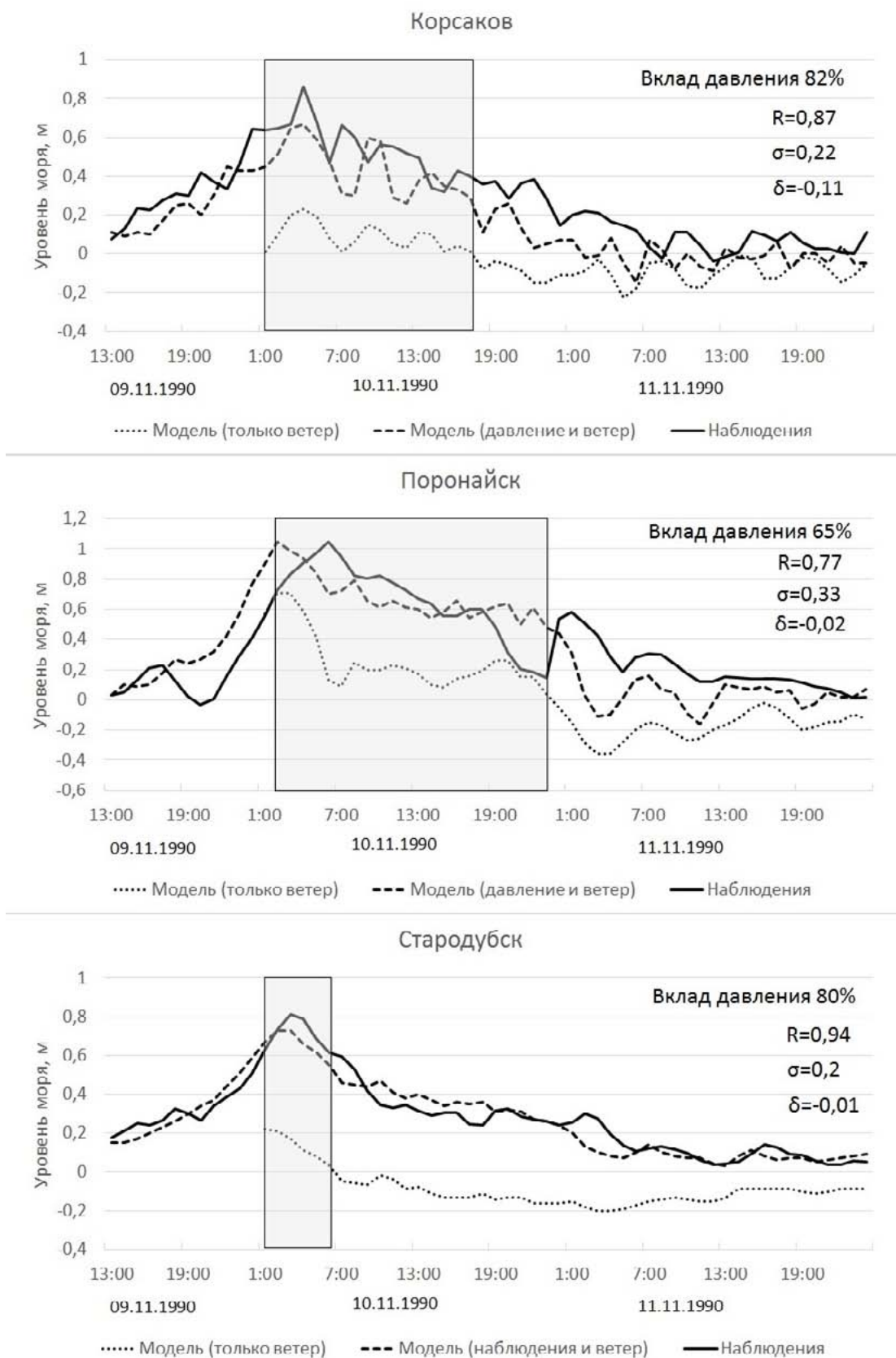


Рис. 2. Данные наблюдений и результаты моделирования штормового нагона 1990 г. в пунктах на о. Сахалин. Коэффициент корреляции (R) и систематическая ошибка (δ) рассчитывались для кривых «Наблюдения» и «Модель (давление и ветер)», среднеквадратическое отклонение (σ) – для кривой «Модель (давление и ветер)». Оконтурены области, для которых рассчитывался вклад атмосферного давления.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Штормовой нагон 10 – 11 ноября 1990 г. был выбран в качестве первой моделируемой ситуации, т. к. циклон ноября 1990 г. вызвал значительное повышение уровня практически на всем побережье о. Сахалин, причем в некоторых районах уровень достиг абсолютного максимума: Невельск – 101 см, Холмск – 97 см, Корсаков – 90 см [3], (положение станций и расчетные максимальные высоты волн приведены на рисунке 1). Инфраструктуре острова был причинен крупный ущерб, особенно тяжелыми последствиями нагона были для объектов на южном и юго-западном побережье [1].

В 00 часов по Гринвичу 9 ноября в Восточно-Китайском море на волне полярного фронта образовался циклон с давлением в центре 1010 гПа. Углубляясь, циклон начал смещаться на северо-северо-восток со скоростью 75 км/час. В 00 час 10 ноября циклон с глубиной 975 гПа вышел к северо-западному побережью о. Хоккайдо. Здесь произошла его регенерация на арктическом фронте. Циклон углубился еще на 15 гПа, замедлил скорость смещения до 30 км/час и в 12 час 10 ноября располагался на юге Татарского пролива с давлением в центре 960 гПа. В течение 6 часов он был малоподвижен, а затем начал быстро заполняться и отходить на северо-восток.

В первой половине дня 10 ноября на акваториях, прилегающих к югу о. Сахалин, отмечался восточный, северо-восточный ветер скоростью 15 – 20 м/с, порывами до 25 м/с. После 6 ч произошел переход к южному, юго-западному ветру со скоростью 25 – 30 м/с, порывами до 37 м/с. Ветер сохранялся в течение ночи 11 ноября, а затем начал ослабевать [1].

Как показывает сравнение результатов моделирования с результатами измерений на береговых постах, в преобладающем большинстве случаев именно распределение атмосферного давления и его изменение во времени играет основную роль в формировании штормового нагона (рис. 2). При использовании только ветра в качестве вынуждающей силы уровень повышается незначительно, и только в пик формирования нагона находится выше отметки 0 м, в остальное время ветер как будто бы вызывает сгон.

При добавлении в расчет данных по атмосферному давлению, ситуация меняется кардинально. Максимальные наблюдавшиеся значения уровня для пунктов на Охотоморской стороне о. Сахалин воспроизводятся моделью с точностью до 10 – 15 см, время наступления максимума – с точностью до 1 часа, за исключением Поронайска, где разница составляет 4 часа (рис. 2). Высокие значения коэффициента корреляции свидетельствуют о том, что воспроизводимость колебаний уровня при нагоне высокая. Кроме того, были рассчитаны среднеквадратическое отклонение и систематическая ошибка. Для Корсакова она имеет наибольшее абсолютное значение –0.11 м, для остальных пунктов это первые сантиметры.

Вклад давления рассчитывался для тех временных промежутков, где кривая результатов моделирования только с учетом ветра находится выше 0 м (рис. 2). Для этого из значений ряда «Модель (давление и ветер)» вычитались значения ряда «Модель (только ветер)», и рассчитывалась доля получаемой разницы в значениях ряда «Модель (давление и ветер)». Поскольку области с положительными значениями ряда «Модель (только ветер)» охватывают меньше половины от всего времени расчета, уместнее говорить о среднем максимальном вкладе атмосферного давления в формирование нагона – и во всех случаях он составляет намного больше половины от общего вклада.

Штормовой нагон 8 – 9 ноября 1995 г. Циклон в ноябре 1995 г., как и предыдущий, обусловил подъем уровня моря на побережье Сахалина до рекордных значений: Поронайск – 110 см, зал. Набиль – 93 см. Параметры штормовых нагонов в ноябре 1990 и 1995 гг. были достаточно близки, более значительная величина ущерба в 1995 году обусловлена, вероятно, попаданием нагона на положительную фазу прилива (в 1990 году максимум непериодической компоненты пришелся на отрицательную фазу [4]).

Важной общей чертой, присущей практически всем синоптическим ситуациям, при которых наблюдались опасные штормовые нагоны, повлекшие материальный ущерб, является замедление скорости смещения барических образований над прибрежными областями о. Сахалин. Центр циклона описывал своеобразную петлю, либо стационарировал, в результате

чего устанавливались сильные ветра большей, чем обычно, продолжительности, способствуя формированию нагонных волн на отдельных участках побережья. Оказалось, одним из наиболее опасных случаев является положение центра циклона в южной части Татарского пролива – при этом на юго-западном и южном побережье Сахалина преобладают нагонные юго-западные ветры, а на побережье залива Терпения и северо-востоке – восточные. Именно к таким случаям относятся штормовые ситуации, возникшие 10 ноября 1990 г. и 8 ноября 1995 г.

Наиболее точно штормовой нагон воспроизведен в Поронайске и Углегорске: разница между наблюдаемыми и рассчитанными максимальными уровнями не превышает 5 – 10 см, максимумы достигаются почти одновременно. В заливе Набиль рассчитанный максимум запаздывает на несколько часов, но в целом нагон во всех 3 пунктах достоверно воссоздается моделью.

ВЫВОДЫ

1. Модель ADCIRC адаптирована к условиям Охотского моря и создана неструктурированная расчетная сетка с высоким (500 м) разрешением в прибрежных областях о. Сахалин.

2. В ходе проведенных исследований доказано, что использование модели ADCIRC в условиях Охотского моря оправдано, расчеты достоверно воспроизводят данные инструментальных измерений вариаций уровня моря при штормовых нагонах положения уровня моря.

3. Выявлено преобладающее влияние атмосферного давления на нагонные колебания уровня (вклад > 65% для всех пунктов).

Созданная технология ретроспективного анализа штормовых нагонов может быть использована и для прогноза нагонов, если в качестве вынуждающих сил задавать прогностические поля ветра и давления. Однако качество прогнозов, как правило, хуже реанализа, и необходимо проводить отдельно оценку качества прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Като Э., Миськов О.А., Шевченко Г.В. Штормовые нагоны на побережье острова Сахалин в конце XX века // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 160-176.
2. Любичкий Ю.В. Расчет штормовых нагонов на юго-восточном побережье о. Сахалин // Метеорология и гидрология. 1983. №10. С. 73-79.
3. Любичкий Ю.В., Шевченко Г.В., Елисов В.В. Штормовые нагоны // Мировой океан. Т. 1: Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. М.: Научный мир, 2013. С. 559-575.
4. Шевченко Г.В. Статистические характеристики штормовых нагонов в южной части
5. Сахалин // Известия РГО. 1997. Т. 129, №. 3. С. 94-107.
6. ADCIRC. <http://adcirc.org>
7. CISL Research Data Archive. <http://rda.ucar.edu/>
8. National Geophysical Data Center. NOAA.
9. http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html

УДК 551.466 (571.64)

УТОЧНЕНИЕ КАТАЛОГА ПРОЯВЛЕНИЙ ЦУНАМИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Т.Н.Ивельская, А.В.Ульянова

Сахалинское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Южно-Сахалинск, Россия
ivelskaya@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Каталог проявлений цунами на побережье Сахалинской области ведется Центром цунами с начала 1990-х гг. Поскольку заполнялся каталог, как правило, в оперативном режиме, была вероятность, что данные, например, о слабых цунами, поступавшие от наблюдателей или взятые из мареограмм спустя значительное время после события, могли не войти в каталог. Информационной основой для данного исследования послужил архив мареограмм с записями цунами 1952 г., хранящийся в фондах УГМС, и оцифрованных записей цунами из архива лаборатории цунами ИМГиГ ДВО РАН. Кроме того, были уточнены и дополнены параметры цунамигенных землетрясений (магнитуда, координаты, глубина) согласно каталогу землетрясений [1].

Благодаря выполненной работе в каталог было внесено более сотни уточнений и дополнений.

Зависимость количества цунамигенных землетрясений от выбранного диапазона высоты цунами представлена на рисунке 1.

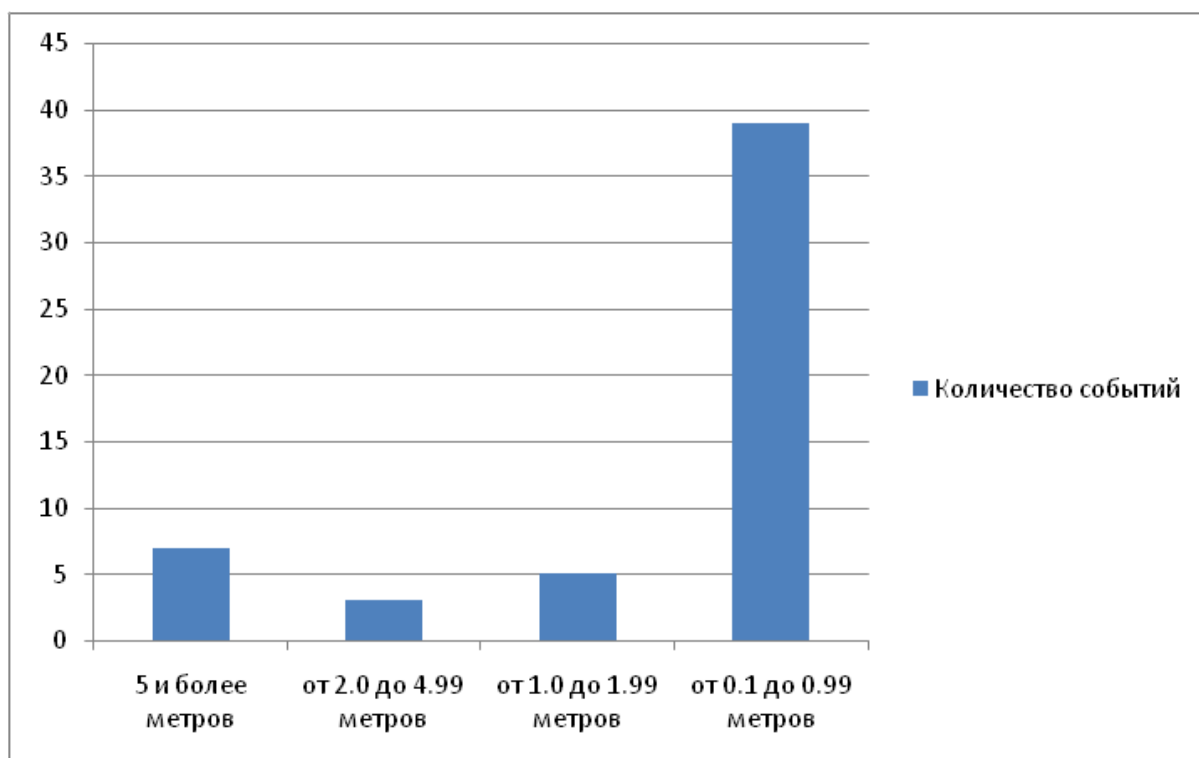


Рис.1. Зависимость количества событий от выбранного диапазона высот цунами (с 1952 по 2011 гг.).

На диаграмме рисунка 2 показано, что наибольшее число цунамигенных событий приходится на землетрясения с магнитудами от 7.0 до 7.5.

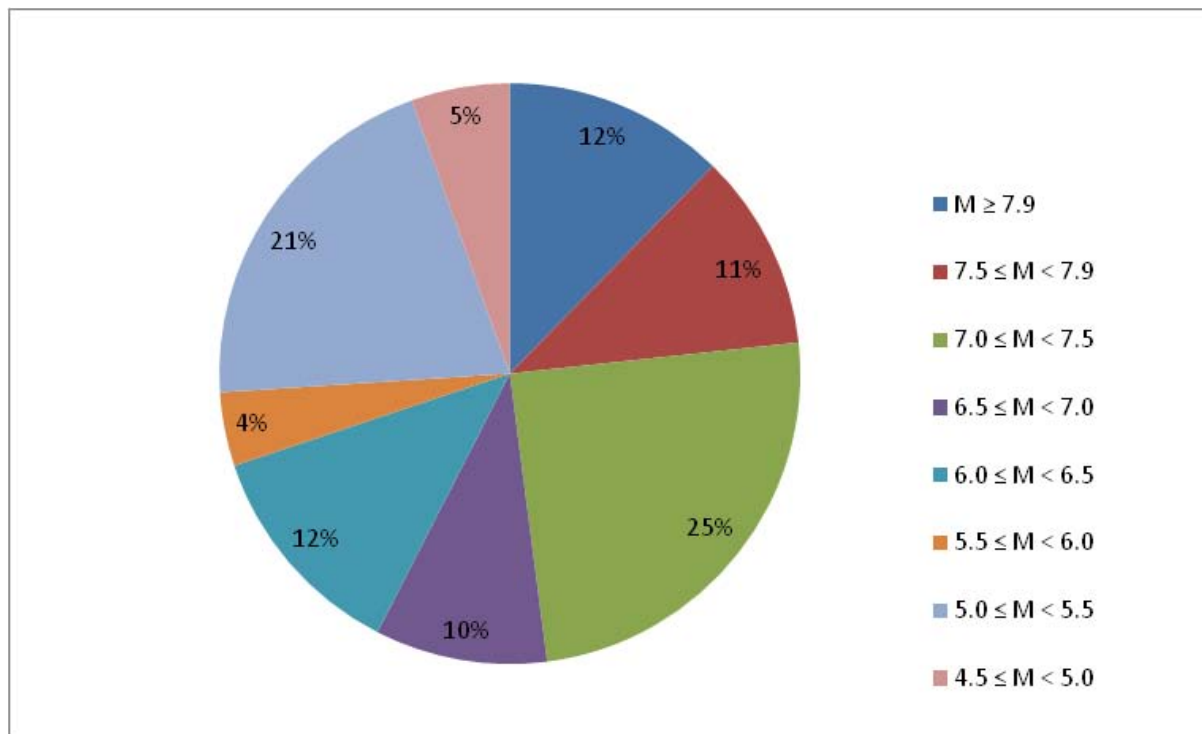


Рис. 2. Процентное соотношение количества цунамигенных землетрясений в зависимости от диапазона магнитуд (с 1952 по 2011 гг.).

Землетрясение 24 мая 2013 г. в Охотском море показало, что необходимо внести поправки в регламент, чтобы отсечь диапазон глубин гипоцентров, при которых цунами не возникает. Это необходимо для дежурных сейсмологов и океанологов Службы предупреждения о цунами, чтобы исключить заведомо ложные тревоги цунами. Работы [2–3], в которых воплощен практический опыт совместной работы цунамистов и сейсмологов, показывают, что практически не бывает цунами при глубине очагов землетрясений, превышающей 80 – 100 км.

Согласно [1], наибольшее число цунамигенных землетрясений приходится на глубину 40 и 60 км.

Уточненный каталог будет полезен при разработке регламента СФ ГС РАН и ФГБУ «Сахалинское УГМС» в случае введения дополнительного параметра цунамигенности землетрясения – глубины гипоцентра.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-92100.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева М.Ю., Ким Ч.У. Землетрясения Курило-Камчатского региона (1737 – 2009). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 384 с.
2. Иващенко А.И., Го Ч.Н. Цунамигенность и глубина очага землетрясения // Волны цунами. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1973. С. 152-155.
3. Поплавский А.А., Бобков А.О. О распределении дальневосточных землетрясений по глубине и магнитуде // Строение, геодинамика и металлогения охотского региона и прилегающих частей северо-западной тихоокеанской плиты: мат-лы Международного научного симпозиума (24 – 28 сентября 2002 г.): сб. статей. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 2. С. 64 – 88.

УДК 551.466

ПРОЯВЛЕНИЕ ЧИЛИЙСКИХ ЦУНАМИ (1960, 2010 И 2014 ГГ.) НА РОССИЙСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Т.Н. Ивельская¹, Г.В. Шевченко², А.А. Шишкин²

¹Сахалинское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Южно-Сахалинск, Россия;

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
ivelskaya@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанское побережье России, на котором находится значительная часть населения и экономического потенциала Дальнего Востока России, подвержено разрушительному воздействию цунами, вызываемых подводными землетрясениями. Очаги цунами, наиболее опасных для региона, сосредоточены преимущественно в непосредственной близости, в районе глубоководного Курило-Камчатского желоба. Однако серьезную опасность могут представлять и удаленные источники, вызванные сильными землетрясениями в различных районах Тихого океана. Изучение особенностей их проявления представляет большой интерес как в чисто научном аспекте, так и с точки зрения практической деятельности Службы предупреждения о цунами (СПЦ).

В данной статье анализируются проявления трех цунами, вызванных сильными землетрясениями (1960, 2010 и 2014 гг.) у берегов Чили. Эти цунами были зарегистрированы на всем побережье Тихого океана, включая Дальний Восток России. На этих примерах мы попытались рассмотреть некоторые общие черты проявления цунами от удаленных источников в Дальневосточном регионе.

Данное исследование основано на оцифрованных ранее мареограммах цунами 1960 г. [2], записях автоматических постов наблюдения за уровнем моря СПЦ и автономных станций ИМГМГ ДВО РАН в 2010 г. [3, 4], а также визуальных наблюдениях на о. Парамушир и автономных регистраторов на о. Шикотан в 2014 г. На рисунке 1 представлена схема расположения российских автоматизированных береговых постов и глубоководных станций DART в прилегающей части Тихого океана.

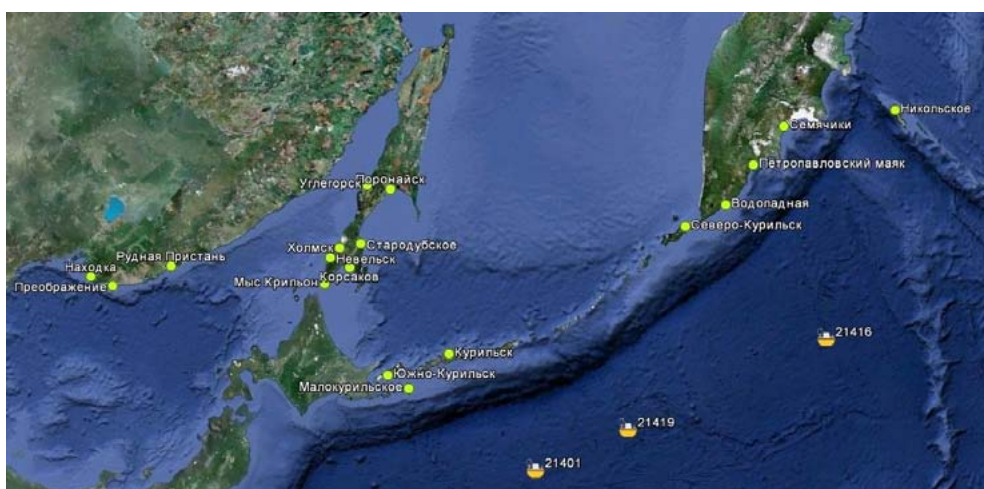


Рис. 1. Расположение береговых телеметрических комплексов на тихоокеанском побережье России и глубоководных станций DART в прилегающей части Тихого океана.

ЧИЛИЙСКОЕ ЦУНАМИ 23 МАЯ 1960 ГОДА ($M_w = 9.5$)

23 мая в 6 ч 15 мин по сахалинскому времени в Тихом океане, у берегов Чили, произошло самое сильное в XX веке землетрясение с магнитудой $M_w = 9.5$, вызвавшее образование мощного трансокеанического цунами. На берегах Курильских островов и Камчатки цунами высотой до 6 – 7 метров, вызванное таким далеким землетрясением, наблюдалось впервые. Об исключительности явления говорит тот факт, что колебания уровня наблюдались у берегов Сахалина и у северного побережья Охотского моря, где раньше волны цунами не регистрировались и при гораздо более близких землетрясениях. В бухте Нагаева отмечалось пять ярко выраженных волн, максимальная высота которых (от подошвы до гребня, по мареограмме) достигала 220 см, в порту Корсаков – 190 см [2].

Анализ записей Чилийского цунами (май 1960 г.) на близких к источнику станциях выявил преобладание колебаний с периодом около 45 мин, что было обусловлено, вероятно, поперечным размером источника [2]. В то же время у берегов России основную роль играли низкочастотные волны с периодом около 80 мин, и именно с ними был связан наибольший ущерб, нанесенный прибрежным населенным пунктам. Это хорошо согласуется с теоретическими оценками [1] низкочастотной моды шельфового резонанса для района Южных Курильских островов. На рисунке 2 показаны записи Чилийского цунами 23 – 24 мая 1960 г. в портах Южно-Курильска и Корсакова. Размах колебаний уровня моря в Южно-Курильске составлял около 2 метров (максимальные волны наблюдались на фазе отлива, и отрицательные отклонения были «срезаны» прибором, соответственно реальная высота цунами была около 3 м). Особо отметим, что в начальный период, когда наблюдались волны наибольшей высоты, преобладали низкочастотные колебания.

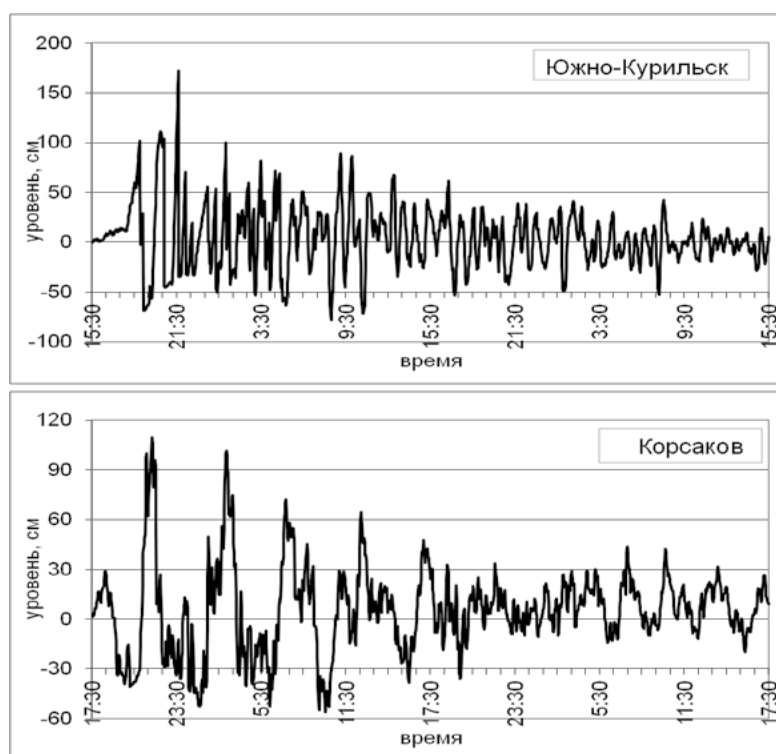


Рис. 2. Оцифрованные двухсуточные отрезки записи Чилийского цунами 23 – 24 мая 1960 г. в портах Южно-Курильска и Корсакова.

Низкочастотные волны с меньшими потерями энергии проникают через проливы Курильской гряды, поэтому Чилийское цунами проявилось на берегах Охотского моря сильнее, чем волны от близких землетрясений – характерный пример записи колебаний в порту Корсакова приведен на рисунке 2.

ЧИЛИЙСКОЕ ЦУНАМИ 27 ФЕВРАЛЯ 2010 ГОДА ($M_w = 8.8$)

В феврале 2010 г. развернутая к тому времени сеть береговых телеметрических регистраторов СПЦ прошла серьезную проверку после сильнейшего землетрясения у берегов Чили, вызвавшего трансокеанское цунами. Впервые в истории Российской Службы предупреждения о цунами в режиме реального времени поступали данные о характере колебаний уровня моря в различных береговых пунктах Дальневосточного региона, что позволило принимать четкие и взвешенные решения о подаче сигнала и об отбое тревоги цунами на основе объективной информации. Несмотря на большую удаленность источника, была объявлена тревога цунами, находящимся в портах судам была дана команда выйти в открытое море, а населению – подняться на возвышенность. Эти меры были оправданы: как на Северных, так и на Южных Курилах высоты волн были около 2 метров. Цунами такой интенсивности не представляет угрозы для объектов береговой инфраструктуры. Но оно может быть опасно для оставшихся вблизи берега судов и находящихся в прибрежной зоне людей.

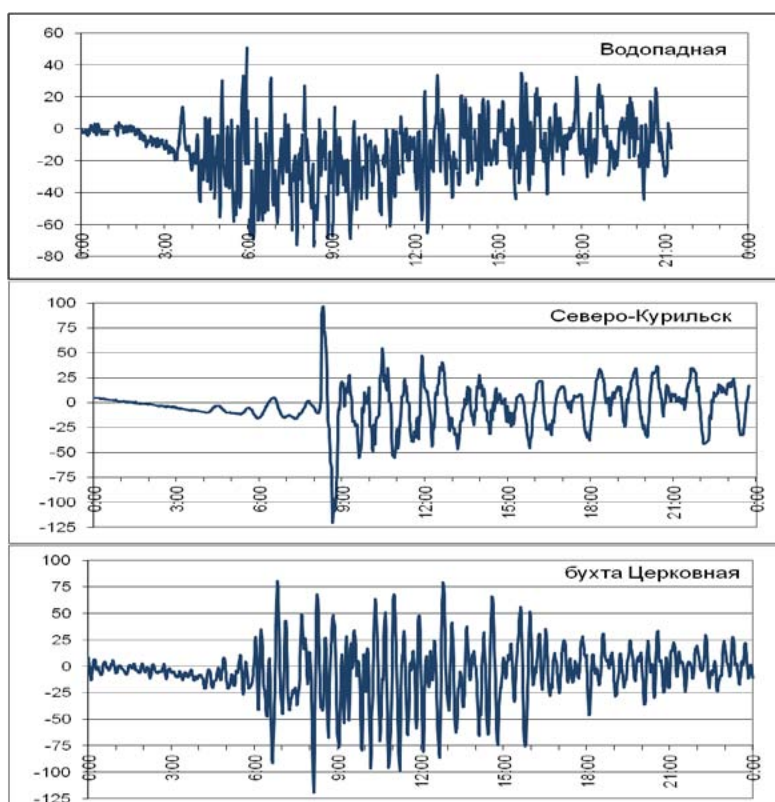


Рис. 3. Отрезки записей колебаний уровня моря (вычтен прилив) за 28 февраля 2010 г., полученных на станциях СПЦ Водопадная, Северо-Курильск и датчике ИМГиГ ДВО РАН в бухте Церковная (о. Шикотан).

Время распространения цунами от источника до дальневосточных берегов России составило около 21 часа, волны цунами сначала достигли Командорских островов, затем Камчатки и Северных Курил, существенно позже – Южных Курильских островов. Первое вступление цунами было отмечено на станции Никольское (о. Беринга) 28 февраля в 3 ч 15 мин UTC. Однако неожиданно малые амплитуды колебаний дезориентировали работников СПЦ, возникли сомнения в необходимости тревоги цунами. Гораздо более информативной для решения вопросов оперативного прогноза оказалась станция Водопадная на юго-восточном побережье Камчатки. Первая из волн с достаточно большой высотой (89 см) достигла этой станции спустя 1 час 25 мин, необходимость подачи сигнала стала очевидной. Максимальная волна была зафиксирована еще на 55 мин позже, ее высота составила 118 см.

Еще одна станция, наблюдения на которой сыграли важную роль в работе СПЦ – Северо-Курильск. Первая волна (также как и в Никольском, слабый положительный импульс) здесь отмечена в 4 ч 28 мин UTC, на 48 минут позже, чем на станции Водопадная. После нескольких сравнительно слабых колебаний, через четыре часа после вступления (в 8 ч 20 мин) была зафиксирована опасная волна с высотой 228 см (рис. 3). Это значительное запаздывание, по существовавшим нормативам, СПЦ должна была выдать отбой тревоги цунами. Аналогичная ситуация возникла при Симуширском цунами 15 ноября 2006 года в бухте Малокурильская (опасная волна высотой 1.5 метра была зафиксирована примерно через 3.5 часа после вступления). Подобные ситуации представляют для Службы предупреждения сложную проблему, однако наличие телеметрических регистраторов и возможность оперативного контроля развития волнового процесса в подвергающихся опасности районах в определенной мере снимает ее остроту.

С целью изучения проблемы позднего прихода опасной волны были привлечены записи Чилийского цунами на двух глубоководных станциях DART (21419 и 21416), расположенных в районе Средних и Северных Курил (рис. 1), а также результаты численного моделирования. Как было показано [4], характер волнового процесса на этих станциях существенно различался, и запаздывание опасной волны связано с влиянием топографии в открытом океане (рассеяние на островах, фокусировка на Императорском хребте). Как и в 1960 году, усиление волн на Северных Курильских островах и юго-восточном побережье Камчатки было обусловлено шельфовым резонансом.

На о. Шикотан волны Чилийского цунами были зарегистрированы автономными станциями в бухтах Малокурильская, Крабовая и Церковная (последняя расположена на океанском побережье). На всех датчиках отмечены мощные продолжительные колебания, волны с максимальными высотами зафиксированы значительно позже вступления цунами.

Чилийское цунами проявилось в широком диапазоне периодов – от 3 минут до 3 часов. Наиболее значимое повышение энергии колебаний отмечено в низкочастотной области спектра, на периодах от получаса до полутора часов, что характерно для удаленных цунами при землетрясениях значительной интенсивности и с большими размерами очага.

ЧИЛИЙСКОЕ ЦУНАМИ 1 АПРЕЛЯ 2014 ГОДА ($M_w = 8.2$)

1 апреля в 23 ч 47 мин UTC (2 апреля 10 ч 47 мин сахалинского времени) произошло сильное землетрясение у северного побережья Чили. Амплитуда волн на береговых станциях Гавайских островов (информация о высотах волн в этом районе наиболее информативна для оценки опасности цунами на побережье Курильских островов при землетрясениях у берегов Южной Америки), составила около полуметра. На основании этой информации и данных мониторинга уровня моря на береговых регистраторах других стран, Центром цунами было принято решение не объявлять тревогу цунами для побережья Курильских островов. Учитывая тот факт, что в расчетный период подхода волны к Курильским островам будет отмечаться фаза прилива, и была опасность сильных приливо-отливных течений, 3 апреля Центром цунами были оповещены порты и портпункты о возможных колебаниях уровня моря, даны рекомендации о соблюдении правил безопасности на берегу.

По информации наблюдателя из г. Северо-Курильск Л. Котенко в 7 ч 10 мин сахалинского времени наблюдался приход волны амплитудой 35 – 40 см и периодом 40 мин. На автономных станциях в бухтах Малокурильская и Крабовая высота волны была около 40 см, в бухте Димитрова на океанском побережье о.Шикотан – около 50 см. Причем, максимальные волны наблюдались на 4-5 часов позже прихода первой волны. На японских приливных станциях максимальная положительная амплитуда отмечалась высотой 12 – 19 см [5].

В связи с полным отсутствием телеметрических регистраторов цунами и оперативной информации о развитии волнового процессов на всем побережье Курильской гряды, принятие решений основано только на информации зарубежных станций (преимущественно США, так как при источниках у берегов Южной Америки данные японских станций не показательны).

ВЫВОДЫ

Анализ материалов особенностей проявления трех цунами, сформировавшихся у берегов Чили, позволил сделать следующие выводы:

1) во всех случаях удаленные землетрясения вызвали на тихоокеанском побережье России интенсивные продолжительные колебания;

2) все рассматриваемые цунами начинались со слабых колебаний (в некоторой степени можно считать исключением Чилийское цунами 1960 года), максимальные волны наблюдались спустя 4 – 6 часов после прихода первой волны;

3) определяющую роль в усилении волн, приходящих из открытого океана, играл шельфовый резонанс, для проявления которого необходим определенный интервал времени.

Эти обстоятельства следует учитывать в практике оперативного прогноза цунами как при принятии решения об объявлении тревоги цунами, так и при ее отбое. Также необходимо отметить высокую информативность для Российской СПЦ данных о высотах цунами из района Гавайских островов при землетрясениях у берегов Южной Америки.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-92100.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 280 с.
2. Ивельская Т.Н., Шевченко Г.В. Усиление низкочастотной составляющей Чилийского цунами (май 1960 г.) в северо-западной части Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2006. № 2. С. 69-81.
3. Ивельская Т.Н., Храмушин В.Н., Шевченко Г.В. Чилийское цунами 27 февраля 2010 года: проверка состояния службы предупреждения // Проблемы анализа риска. 2010. Т. 7, № 2. С. 34-47.
4. G. Shevchenko, T. Ivetskaya, A. Loskutov, A. Shishkin. The 2009 Samoan and 2010 Chilean Tsunamis Recorded on the Pacific Coast of Russia // Pure Appl. Geophys. 2012. Vol. 170, No 9-10. С. 1511-1527. DOI: 10.1007/s00024-012-0562-9.
5. National Tsunami Warning Center, NOAA/NWS.
<http://ntwc.arh.noaa.gov/previous.events/?p=04-01-14> (дата обращения: 01.02.2015).

УДК 551.466 (571.645)

СОЗДАНИЕ КАРТ ЦУНАМИРАЙОНИРОВАНИЯ
НА ПРИМЕРЕ ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВВ.М. Кайстренко¹, В.Н. Храмушин², Д.Е. Золотухин¹¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
v.kaystrenko@imgg.ru

Цунами – опасное природное явление, представляющее собой волновой процесс в океане, вызываемый, как правило, сильным подводным землетрясением.

После катастрофического цунами в ноябре 1952 г., приведшего к гибели несколько тысяч человек и практически уничтожившего г. Северо-Курильск и почти все поселки на побережье Северных Курильских островов и юга Камчатки [1, 2], до настоящего времени на Дальневосточном побережье страны было зарегистрировано более 40 цунами, причем в 10 случаях высота волны была более 5 м, а в 1952, 1963, 1969, 1994 и 2006 гг. в отдельных пунктах отмечались волны высотой до 15 м и выше. Наличие в прибрежной зоне Дальнего Востока России населенных пунктов, портов и производства, а также планов дальнейшего освоения этого региона делает задачу оценки цунамиопасности чрезвычайно актуальной.

Цунами нередко обладают огромной разрушительной силой, которая определяется высотой волны и скоростью потока. Реально все дальневосточное побережье России является цунамиопасным. Однако уровень этой опасности различен на разных участках. Поэтому дифференцирование побережья по степени опасности является важной задачей.

Первая попытка количественного учета цунамиопасности для побережья России была предпринята в 60-х годах прошлого столетия Л.Н. Иконниковой [3]. По мере развития представлений о проявлениях цунами совершенствовались и методы цунамирайонирования. Современные схемы цунамирайонирования базируются на том или ином варианте вероятностной модели цунамиактивности. Такой подход напрямую связан с принятым вероятностным определением опасности и риска, и в качестве опасности, связанной с уровнем h , следует использовать величину, равную вероятности превышения этого уровня:

$$R(h) = 1 - e^{-\varphi(h) \cdot t}.$$

Функция $\varphi(h)$ в экспоненте носит название функции повторяемости высот цунами, которая по определению равна средней частоте цунами с высотой волны в данном месте, равной или превышающей заданное пороговое значение h . Эта функция является монотонно убывающей и при $h > 0.5$ м хорошо аппроксимируется экспонентой [4]:

$$\varphi(h) = f \cdot e^{-\frac{h}{H^*}}$$

Функция повторяемости цунами зависит от двух эмпирических параметров.

Параметр f имеет физический смысл частоты сильных цунами и является региональным, медленно изменяющимся от одной до другой точки побережья, поскольку все сильные цунами проявляются во всех пунктах региона.

Параметр H^* – так называемая характеристическая высота цунами, имеющая размерность длины. Она характерна для каждого конкретного пункта побережья и имеет сильную вдольбереговую изменчивость.

Для каждой из ранжированных по величине высот цунами $h_1 \geq h_2 \geq \dots \geq h_k \geq \dots$, наблюдавшихся в некотором пункте в течение времени T , можно оценить соответствующие средние частоты повторяемости таких высот и их дисперсии [4]:

$$f_k = \overline{\ln \varphi(h_k)} = \sum_{s=1}^{k-1} \frac{1}{s} - 0.577... - \ln T$$

$$d_k = D(\ln \varphi(h_k)) = \frac{\pi^2}{6} - \sum_{s=1}^{k-1} \frac{1}{s^2}$$

Совокупность ряда надёжных данных о высотах (заплесках) цунами позволяет получить корректные оценки параметров f и H^* для пункта, где эти цунами были зарегистрированы, вместе с оценками дисперсий этих параметров $D(f)$ и $D(H^*)$. На рисунке 1 приведена эмпирическая функция повторяемости высот цунами для Южно-Курильска, построенная по историческим данным с 1953 г.

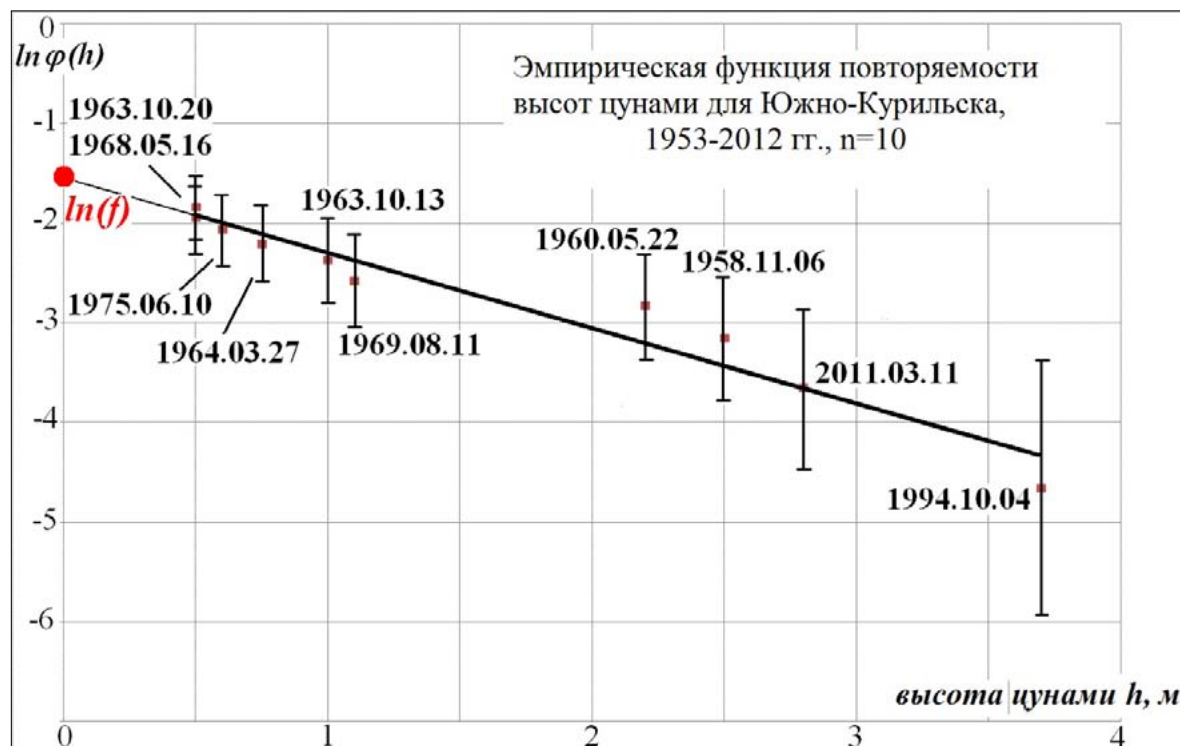


Рис. 1. Эмпирическая функция повторяемости для Южно-Курильска с указанием стандартных отклонений $\sigma_k = (d_k)^{1/2}$ в качестве априорных погрешностей.

При таком построении функции повторяемости в полулогарифмическом масштабе прямая линия регрессии пересекает ось ординат в точке, соответствующей значению логарифма частоты сильных цунами $\ln f$, и наклону линии регрессии соответствует величина $-1/H^*$. На основе натуральных данных о высотах наблюдавшихся цунами получились следующие оценки параметров функции повторяемости и их стандартные отклонения для Южно-Курильска: $f = 0.19$ 1/год; $\sigma(\ln(f)) = 0.31$; $H^* = 1.3$ м; $\sigma(H^*)/H^* = 0.36$.

Очевидно, что качество исторических материалов о проявлениях цунами сильно различается для различных районов, и наиболее представительные данные относятся к району Южных Курильских островов (рис. 2).

Для некоторых пунктов (Южно-Курильск, Буревестник, Курильск и Малокурильское) достаточно данных для построения функций повторяемости. Поскольку слабые цунами не представляют опасности, функции повторяемости строились на основе данных о событиях с высотой волны в данном месте не менее 0.5 м (рис. 3, табл. 1).

Видно, что частота сильных цунами практически одна и та же в пределах региона размером порядка 250 – 300 км. Это же иллюстрирует и рисунок 3: все графики практически сходятся в одну точку оси ординат со значением логарифма частоты сильных цунами.



Рис. 2. Схема Южных Курильских островов. Красными точками отмечены места замеров высоты цунами, использованных при расчете эмпирических функций повторяемости.

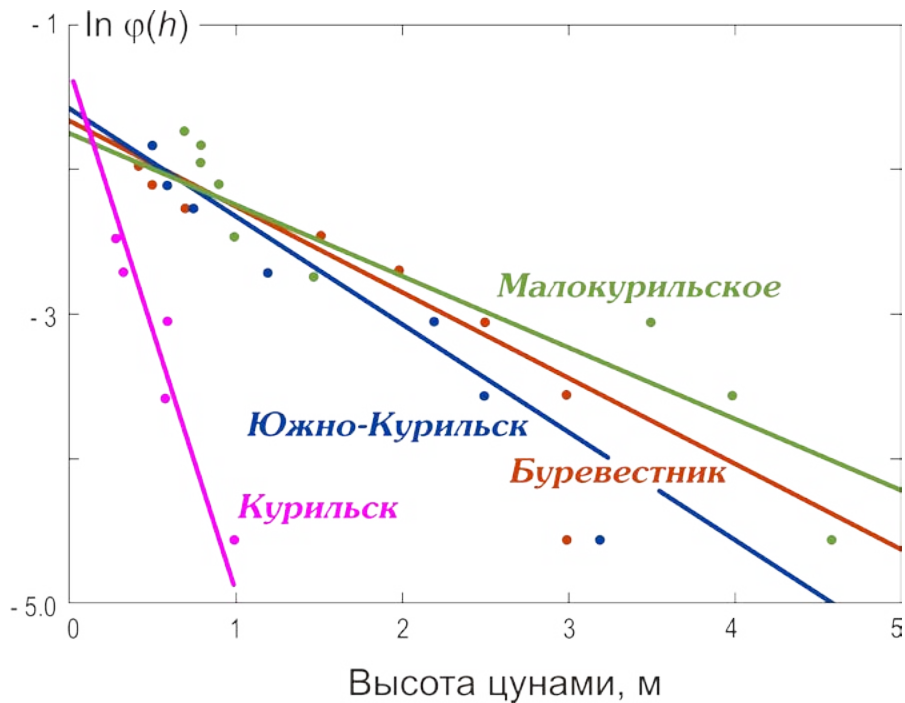


Рис. 3. Примеры эмпирических функций повторяемости высот цунами для региона Южных Курильских островов.

Таблица 1. Параметры локальных функций повторяемости

	$f, 1/\text{год}$	$\sigma(\ln(f))$	$H^*, \text{ м}$	$\sigma(H^*)/H^*$
Малокурильское	0.17	0.23	2.1	0.34
Южно-Курильск	0.19	0.31	1.32	0.36
Буревестник	0.18	0.30	1.74	0.37
Курильск	0.24	1.4	0.3	0.6

Этот факт позволяет создать и проанализировать сводную модель для Южно-Курильского региона, включающую 18 пунктов с общей для них частотой сильных цунами $f = 0.17$ 1/год. В результате, кроме общей для региона частоты сильных цунами f , получены значения характеристических высот цунами H^* для каждого из 18 пунктов. Следующий шаг - численное моделирование цунами с наиболее значительными проявлениями, которые, согласно натурному материалу, определяют цунамиопасность региона.

На базе программного комплекса, разработанного В.Н. Храмушиным [5], для района Южных Курильских островов на сеточной модели с пространственным шагом 0.5 мин (около 1 км) было проведено численное моделирование пяти сильнейших цунами, определяющих цунамиактивность этого региона в течение второй половины XX столетия: 1958.11.06, 1960.05.22, 1963.10.13, 1969.08.11, 1994.10.04.

Коррелированность натуральных и рассчитанных рядов данных оказалась достаточно высокой с коэффициентом корреляции в диапазоне 0.85 – 0.98.

Очевидный разброс данных связан в первую очередь с тем обстоятельством, что на расстояниях порядка шага сетки (около 1 км) реальные заплески цунами очень изменчивы, и поэтому не всегда бывает возможно приписать выбранной сеточной ячейке конкретную точку побережья с измеренным заплеском цунами (таких иногда бывает много).

В итоге, в модельные заплески можно внести корректировку путем калибровки высоты цунами в очаге (на основе сейсмических данных она определяется с большим разбросом). Затем откорректированные модельные заплески можно использовать для расчета модельных характеристических высот цунами H^* при уже известной частоте сильных цунами f аналогично тому, как характеристические высоты вычислялись на основе только натуральных данных, но теперь уже для всего интересующего нас побережья.

Для карт цунамирайонирования любого пункта побережья удобно наряду с H^* или вместо нее использовать, по аналогии с картами сейсмоопасности, уровень h_{100} , который высота цунами превышает в среднем 1 раз в столетие:

$$h_{100} = H^* \cdot \ln(100 \cdot f)$$

Таким образом, на основе анализа натуральных данных с применением численного моделирования всех сильнейших цунами построена обзорная карта цунамирайонирования побережья Южных Курильских островов (рис. 4) по параметру h_{100} [6, 7].

Использование параметра h_{100} , однако, связано с серьезным риском, поскольку этот уровень будет превзойден цунами в 63% столетних периодов. Разумнее исходить из допустимого уровня опасности R для данного периода t , который должен быть задан пока отсутствующими нормативными документами, и по нему оценивать соответствующий «безопасный» уровень.

$$H_{t,R} = H^* (\ln(ft) - \ln(-\ln(1-R)))$$

Строительство в цунамиопасных районах Российской Федерации запрещено Постановлением Совета Министров РСФСР № 19 от 08.01.1964 г. Столь недифференцированный и непродуманный характер правительственного Постановления не соответствует потребностям экономического развития морских побережий страны. Полное запрещение строительного освоения цунамиопасных районов уже повлекло за собой отсутствие соответствующих строительных норм застройки морских побережий, подверженных опасности цунами, и правил, регулирующих их территориальное планирование и развитие. Вероятность цунами и обязательность учета его воздействия на шельфовые, плавучие и прибрежные строительные сооружения полностью отсутствует сегодня в законодательных, экономических, градостроительных и других нормативах. В результате строительное освоение цунамиопасных побережий, всегда экономически привлекательных и престижных, все равно в нарушение вышеупомянутого Постановления неуклонно продолжается.

Поэтому еще одной чрезвычайно важной проблемой является создание нормативов по учету цунамиопасности [7].

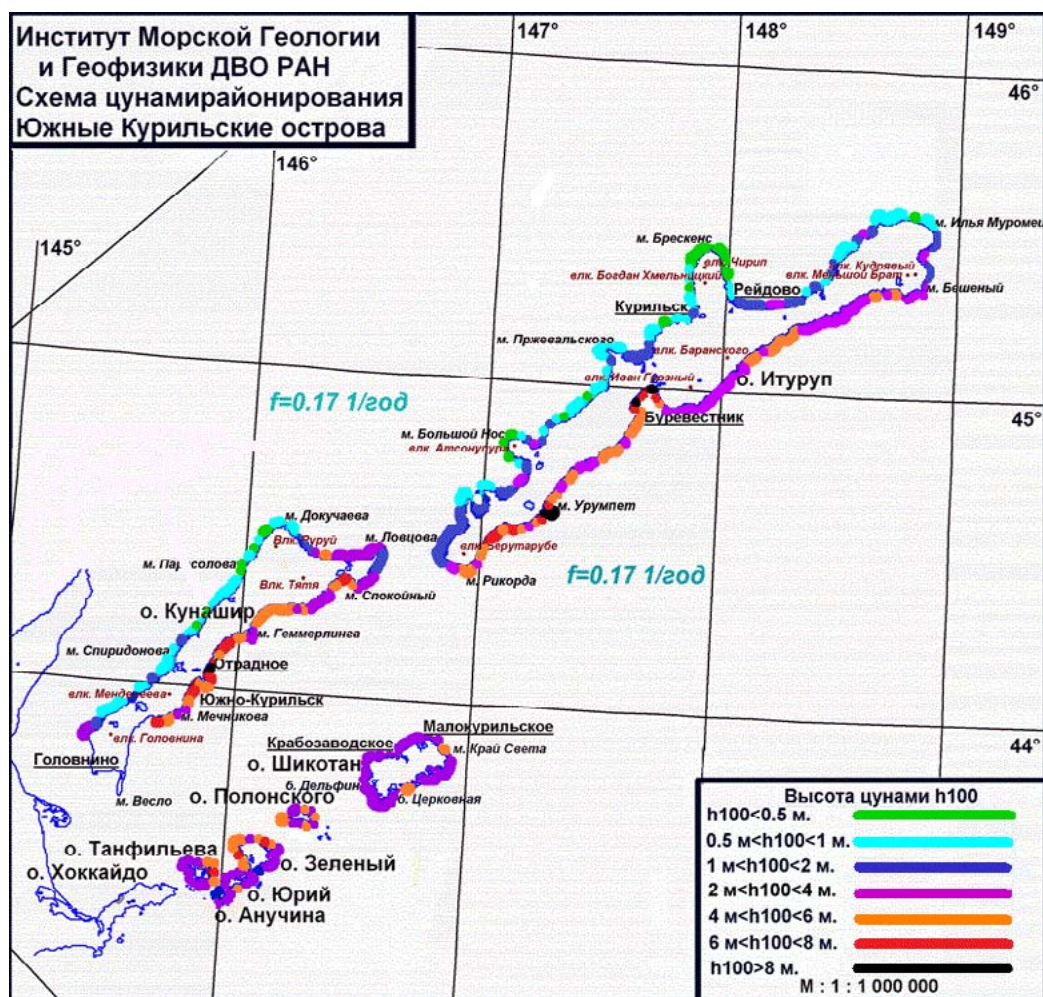


Рис. 4. Карта цунамиопасности побережья Южных Курильских островов по h_{100} [6].

Данное исследование выполнено по инициативе Департамента (Министерства) строительства Сахалинской области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Саваренский Е.Ф., Тищенко В.Г., Святловский А.К., Добровольский А.Д., Живаго А.В. Цунами 4-5 ноября 1952 г // Бюллетень Совета по сейсмологии. 1955. № 4.
2. Kaistrenko, V.M., Sedaeva O.S. 1952 North Kuril tsunami: new data from archives // Tsunami research at the end of a critical decade. Kluwer, 2001. P. 91-102.
3. Иконникова Л.Н. Атлас цунами. М.: ДВНИГМИ, 1963. 53.
4. Kaistrenko V. Tsunami Recurrence Function: Structure, Methods of Creation, and Application for Tsunami Hazard Estimates // Pure and Applied Geophysics. 2014. Vol. 171. P. 3527–3538. DOI 10.1007/s00024-014-0791-1.
5. Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.И., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 1997. 272 с.
6. Кайстренко В.М., Иващенко А.И. Храмушин В.Н., Золотухин Д.Е. Цунамиопасность Южных и Средних Курил. Карта. Масштаб 1:1 000 000 // Атлас Курильских островов. Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. С. 134-135.
7. Кайстренко В.М., Клячко М.А., Храмушин В.Н., Золотухин Д.Е. Оценка цунамиопасности и построение карт цунамирайонирования для побережья Сахалинской области. Проблема нормативов // Строительная индустрия Сахалина. 2014. № 19. С. 38-43.

УДК 551.46.082

ОПЫТ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАБОТ С DART СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Г.А. Кантак¹

¹Научно-производственное объединение «Дальневосточный экологический центр»,
г. Южно-Сахалинск, Россия
gennadykantakov@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

В настоящих материалах представлены результаты по организации работ раннего предупреждения цунами в северо-западной части Тихого океана в период 2010 - 2014 гг., рассмотрены эволюция создания автономных платформ для измерения и передачи данных о цунами DART, ETD и G4. Раскрыты предыстория вопроса [1,2], текущее состояние и применение, техническое описание DART и ETD, перспективы развертывания и дальнейшей поддержки океанских станций, включая организацию судового обеспечения работ и исследований по цунами на Дальневосточных морях РФ и северо-западной части Тихого океана.

Рассмотрена краткая история инструментальных автономных измерений цунами открытого океана. На основе опубликованных данных показана диспозиция стран на начало 70-х гг. XX века в вопросе создания систем предупреждения цунами, начинавших собственные и международные исследования. Отмечено, что наличие государственных специализированных программ не являлось гарантией быстрого технического прогресса и научного успеха по цунами ни в СССР, ни в Японии, ни в США или других странах. В то же время, успех DART объясняется сохранением изначальной команды создателей автономной системы, достижениями на близких по задачам направлениях - ТАО, спутниковой связи, гидроакустических модемов, высокоточных глубоководных датчиках гидростатического давления и постепенном развитии прототипа измерителя цунами открытого моря до нынешней формы DART-II и его модификаций [7].

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В работе подробно показаны составляющие и эволюция системы DART, включая находящиеся в российской эксплуатации – STB DART-II и ETD, их технические характеристики. Отдельно представлены результаты работ российского сегмента DART тихоокеанской сети раннего предупреждения цунами (табл.1). Обсуждены вопросы эксплуатации и перспективы использования DART на ДВ и иных морях РФ, возможности организации сервиса станций DART в северо-западной части Тихого океана.

Таблица 1. Результаты работы станций DART №№ 21401, 21402, принадлежих Росгидромету (Россия), оператор ФГБНУ ДВНИГМИ

Номер станции	Координаты	Глубина (м)	Отслеженные сигналы раннего предупреждения о цунами	Примечание
21401	42°37'0» с.ш.	5260	(15) 11.07.2014	BPR не работает с 17.07.2014 г. по причине выхода из строя BPR, BB* с 17.09.2014 г.
STB	152°35'0» в.д		(14) 23.09.2014	
DART-II			(13) 06.12.2013	
			(12) 11.04.2012	
			(11) 24.03.2012	
			(10) 20.03.2012	

Продолжение таблицы 1.

Номер станции	Координаты	Глубина (м)	Отслеженные сигналы раннего предупреждения о цунами	Примечание
			(9) 14.03.2012 (8) 16.09.2011 (7) 10.07.2011 (6) 13.03.2011 (5) 12.03.2011 (4) 12.03.2011 (3) 11.03.2011 (2) 09.03.2011 (1) 21.12.2010	Тохоку
21402 STB ETD	46°29'15» с.ш. 158°20'36» в.д	4944	(4) 23.06.2014 (3) 24.05.2013 (2) 05.01.2013 (1) 07.12.2012	

* Вандазное Воздействие (ВВ)

Краткие выводы после цунами Тохоку 2011 года состоят в том, что станции (номера WMO) 21401 (Росгидромет, ДВНИГМИ) и 21418, 21413 (NDBC NOAA, США) способствовали воспроизведению формы очага цунами, что послужило основой точных расчетов заплесков по побережью всего Тихого океана. Более того, именно российская станция 21401 обеспечила критически необходимые первичные данные для расчета очага цунами [3].

ДИСКУССИЯ

Дискуссионным в применении DART является устоявшееся положение о том, что предлагаемая технология автоматического распознавания цунами по измерениям уровня открытого моря малоэффективна в ближней зоне. Так, землетрясение у восточного побережья Японии с магнитудой 7.3, имевшее место 7 декабря 2012 года, вызвало цунами. Оно было выявлено двумя японскими DART через 11 мин после начала землетрясения. Полученные данные, предоставленные двумя станциями в ближней зоне, смогли не только повысить скорость прогноза, но и точность расчетов на береговых японских станциях, оснащенных мареографами [4].

Кроме того, проведено сравнение DART с другими способами получения информации об очаге цунами, включая использование таких измерителей (в режиме реального времени), как сейсмометры и GPS. Выяснилось, что измерения DART все-таки играют более важную роль среди прочих для воспроизводства параметров очага цунами [5,6]. С учетом быстрой подстройки аппроксимации источника цунами для прогностического расчета, данные измерений цунами DART сравнимы с другими геодезическими измерениями реального времени. Вместе они могут обеспечить более глубокое понимание такой проблемы, как генерация цунами как от землетрясений, так и в результате не сейсмических процессов, например, подводных оползней.

Разделение сейсмических сигналов и волны цунами принципиально возможно. Это делается путем более частого по сравнению с DART-II (15 – секундное осреднение) считывания значений гидростатического давления каждую секунду (1 Гц). Такой подход реализован в поколении G4 (DART-IV) с новым нанодатчиком гидростатического давления Paroscientific. Это, несомненно, усиливает перспективы применения DART в ближней зоне. Работы по G4 начаты в 2010 году и сейчас завершены оформлением соответствующей лицензией PMEL и передачей ее в производство (2014). Т.о., необходимость работ по DART обоснована как новыми данными по возможностям системы, так и опытом работ в 2010 - 2014 гг, включая постановки станций в северо-западной части Тихого океана российскими участниками.

Двумя ФЦП «Снижение рисков...» планировалось установка в океане 4 станций DART – 2 вдоль Курильской гряды и 2 в районе Камчатки (с тихоокеанской стороны, с плановым периодом работ до 2017 года). Отметим, что по количеству станций DART эти программы выполнены только частично. В настоящий момент, на май 2015 года, из запланированных к установке 4 станций DART в режиме реального времени передает информацию только одна.

Относительно расположения станций добавим, что две станции у Курильской гряды полностью доказали свою эффективность. Поэтому в 2015 году необходимо направить усилия на возобновление финансирования работ по DART № 21401, заказ по гарантии донной станции SAIC, подачу иска рыболовецкой компании в Далянь (Китай) по возмещению нанесенного ущерба, а также заказ нового поверхностного буя с якорной группой и тросом. Необходимо организовать постановку донной станции летом 2015 года в северо-западной части Тихого океана.

Что касается расположения буев в районе полуострова Камчатка – необходимо устанавливать два, ориентировочно на расстоянии 200 миль, в глубоководном районе. Одну систему DART расположить у южной части полуострова, вторую – к северо-востоку от Петропавловска-Камчатского. На основе исторических сведений (с 1700 г.), известно расположение источников цунами по базе данных NGDC. Следует добавить, что, в дополнение к цунами, возникающих у берегов Японии, Курильских островов и Камчатки, есть опасность от цунами, образующихся на Алеутских островах и, возможно, от зоны субдукции Cascadia, которая может стать источником мегацунами в не таком отдаленном будущем.

Новые разработки DART (G4) позволяют разделить сигнал цунами от сейсмического шума в ближней зоне. Поэтому есть техническая основа и методическая необходимость по установке DART внутри Японского моря с ожидаемой высокой эффективностью. Так, например, необходимость приобретения DART поколения G4 признали Италия, Израиль, Турция и Египет для создания системы предупреждения от цунами в Средиземном море.

Перспективы расположения станций DART на российском Дальнем Востоке касаются Японского моря, где наибольшей угрозе цунами подвержены Владивосток, Находка, побережье Приморского и Хабаровского краев, япономорское побережье Сахалина. Цунами может проявиться в результате землетрясений у сейсмически активных разломов к западу от Хонсю и Хоккайдо, у юго-западного побережья о. Сахалин. Примером такой угрозы может являться разрушительное цунами высотой 20 м (32 м по другим оценкам), которое случилось на Окусири, Япония 12 июля 1993 года и причинило ущерб всей северной части Японского моря. Есть и более ранние случаи катастрофического проявления цунами по Японскому морю, например, в 1983 году. Мы считаем, что две G4 ETD системы, расположенные за 200-мильной ИЭЗ от Северной Кореи, в точках с примерными координатами 43° с.ш. 136.5° в.д. и 42.5° с.ш. 138° в.д., являются оптимальными местами для постановок систем, чтобы обеспечить своевременные данные по цунами для Владивостока, Находки, побережий Приморского и Хабаровского краев и западного Сахалина. Такие буи станут единственными буями цунами в Японском море, важными для дальневосточного побережья России, а также Японии, Северной и Южной Корей. Такой инициативой по предупреждению цунами Россия может занять лидирующую позицию в регионе.

Касаясь необходимости размещения станций в Охотском море, отметим, что для защиты портовых структур Магадана, сахалинских нефтегазовых проектов, портов охотоморской стороны Сахалина следует разместить 2 станции в меридиональном направлении от средних Курил вглубь Охотского моря.

С учетом наличия в Охотском море ледяного покрова, потребуется практически круглогодичной работа специализированного судна для обслуживания станций. Оно может обеспечить полный пакет размещения DART: 2 – на Курилах, 2 – у Камчатки, 2 – внутри Охотского моря, и 2 – в Японском море. Такое количество станций, по изготовлению и размещению на местах, постановки потребует 2 года. Соответственно, к 2017 году потребуется специализированное судно, задействованное на обслуживание станций во все сезоны. С учетом режима “standby” и перспектив обслуживания DART NOAA в северо-западной части Тихого океана использование такого судна потребует круглогодично.

ВЫВОДЫ

Госзаказчик работ по системам DART – Росгидромет, осуществляя работы по ФЦП «Смягчение... до 2010» и «Смягчение... до 2015 года», полностью выполнил поставленные задачи, разместив 2 станции DART (21401 и 21402) в северо-западной части Тихого океана и наладив непрерывную передачу данных об уровне открытого океана в центры цунами Сахалина и Владивостока в условиях сокращенного и несвоевременного финансирования в период 2010 - 2014 гг.

В октябре 2014 г. станция DART 21401 признана аварийной, требуя замены BPR по гарантии SAIC и искового разбирательства. Станция DART 21402 продолжает работу.

Российские DART оказались способны выявить 19 случаев цунами за период эксплуатации с 09 ноября 2010 года. Особо ценной оказалась информация с российской станции 21401 при цунами Тохоку 11 марта 2011 года, получившая признание мирового научного сообщества.

Последние разработки по развитию DART (G4) свидетельствуют о возможности применения систем в ближней зоне и использования данных для определения параметров очага цунами. В частности, это проявилось при изучении цунами у берегов Японии в декабре 2012 года. Именно поэтому актуальным становится применение этой системы на Дальнем Востоке РФ, в продолжение работ, успешно начатых в 2010 году.

Успехи и эффективность системы DART требуют возобновления их финансирования по существующим ФЦП или внесением изменений в планируемые постановления Правительства РФ на федеральном и региональном уровнях.

Общее минимальное количество систем DART определено как 8 для Дальневосточного региона РФ (без запаса).

Модели DART G4 необходимы к дополнительному размещению у Камчатки (2 шт.), в Охотском море в безледовый сезон (2 шт.) и в Японском море (2 шт.).

НПО ДЭКО считает, что две DART G4 системы, расположенные за 200-мильной ИЭЗ в примерных координатах 43° с.ш. 136.5° в.д. и 42.5° с.ш. 138° в.д., являются оптимальными местами для постановки систем, чтобы обеспечить своевременные данные по цунами для Владивостока, Находки, побережий Приморского и Хабаровского краев и япономорской стороны о. Сахалин. Такие буи станут единственными буями цунами в Японском море, важными для дальневосточной части России, а также Японии, Северной и Южной Корей. Такой инициативой по предупреждению цунами Россия может занять лидирующую позицию по созданию системы предупреждения цунами в регионе. Эксплуатация такого количества DART потребует привлечения специализированного судна на долговременной основе.

Отдельное предложение НПО ДЭКО касается налаживания производства собственных систем DART по лицензии PMEL NOAA внутри России, требующее оценки, обсуждения и принятия решения. В этом и заключается видение того, что необходимо делать в направлении цунами в самое ближайшее время непосредственно в России, если развивать такое направление самостоятельно.

Совместная работа НПО ДЭКО с рядом российских и зарубежных участников по проблематике цунами (с 2010 года) показала, что дальнейшие успехи России в этой области невозможны без участия и роста нового поколения океанологов, сейсмологов, акустиков, разработчиков аппаратуры, прикладных программистов, развития экспериментального производства приборов для открытого океана, современных научных судов и сегмента космической связи для передачи сигналов с автономных измерительных платформ.

Отчасти вопрос формирования нового поколения специалистов предлагается решить заключением рамочного соглашения Росгидромет – Академия наук – NOAA (ДВНИГМИ – ИМГиГ, ТОИ ДВО РАН, ИО РАН – PMEL) для обмена опытом и внедрения моделирования цунами на Дальнем Востоке РФ.

Данные материалы предлагаются для информационной поддержки решений Правительства РФ, его уполномоченным органам, ученым, специалистам и заинтересованной публике. Они касаются дальнейших перспектив наблюдений длинноволновых процессов и цунами в открытом океане автономными приборами и платформами для защиты населения,

береговой инфраструктуры субъектов РФ и ближайших к дальневосточному побережью России стран – Японии, Южной, Северной Корей и США.

Посвящается командам Гейлорда Миллера (Институт Геофизики, Гавайи) и академика Сергея Соловьева (СахКНИИ ДВО АН СССР).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрофизические исследования океана. Труды СахКНИИ. Вып. 54. Владивосток, 1977. 123 с.
2. Поплавский А.А., Куликов Е.А., Поплавская Л.Н. Методы и алгоритмы автоматизированного прогноза цунами. М.: Наука, 1988. 128 с.
3. Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н., Лоскутов А.В. Инструментальные измерения цунами 2009-2011 гг. на тихоокеанском побережье России // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 5. С. 524-539.
4. Bernard, E., L. Tang, Y. Wei, and V. Titov Impact of near-field, deep-ocean tsunami observations on forecasting the 7 December 2012 Japanese tsunami // Pure Appl. Geophys. 2012. Vol. 171(12). P. 3483-3491. DOI:10.1007/s00024-013-0720-8.
5. Hayashi Y., Tsushima H., Hirata H., Kimura R., and Maeda K. Tsunami source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake determined from tsunami arrival times at offshore observation stations // Earth Planets Space. 2011. Vol. 63. P. 809-811.
6. Mungov, G.; Eble, M. C.; Stroker, K. J. Processing and presentation of high-resolution DART data for recent significant tsunami events // American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #NH11A-1340.
7. Rabinovich, Alexander B.; Eblé, Marie C. Deep-Ocean Measurements of Tsunami Waves. Springer Basel, 2015. DOI:10.1007/s00024-015-1058-1.

УДК 551.466(571.642)

ЭКСТРЕМАЛЬНОЕ ПониЖЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

К.В. Кириллов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
k.kirillov@imgg.ru

ВВЕДЕНИЕ

Явление прибрежного апвелинга у северо-восточного побережья о. Сахалин, индуцируемое ветрами южных румбов, сравнительно хорошо изучено. В меньшей степени оно выражено у юго-восточных берегов острова, что, скорее всего, обусловлено более сложным характером донного рельефа и топографии береговой черты и другими факторами. Однако, физико-географические условия в данном районе способствуют подъему холодных вод в летний период при устойчивых ветрах южного и юго-западного румбов, имеющих сгонный эффект.

ИМГиГ ДВО РАН проводит регулярные наблюдения за волнением и температурой воды в прибрежной зоне юго-восточного Сахалина с использованием автономных регистраторов волнения АРВ-10. В результате получены ряды наблюдений за температурой продолжительностью 4 – 6 месяцев с дискретностью 10 секунд. В данной работе исследуются вариации температуры воды в прибрежной зоне юго-восточного Сахалина по полученным инструментальным наблюдениям, поскольку эта задача имеет важное прикладное значение для рыбопромысловых компаний, осуществляющих вылов тихоокеанских лососей в данном районе.

НАБЛЮДЕНИЯ 2007, 2010, 2012 ГГ.

Автором данной работы резкие колебания температуры морской воды в прибрежных районах юго-восточного Сахалина наблюдались по записям 2007 года, сделанными в районе с. Взморье, м. Острый, оз. Изменчивое. В 2010 году резкое понижение температуры зафиксировано по записям в районе с. Взморье, а в 2012 году в районе м. Свободный. Записи временного хода температуры для 2007 года приведены на рисунках 1 – 3.

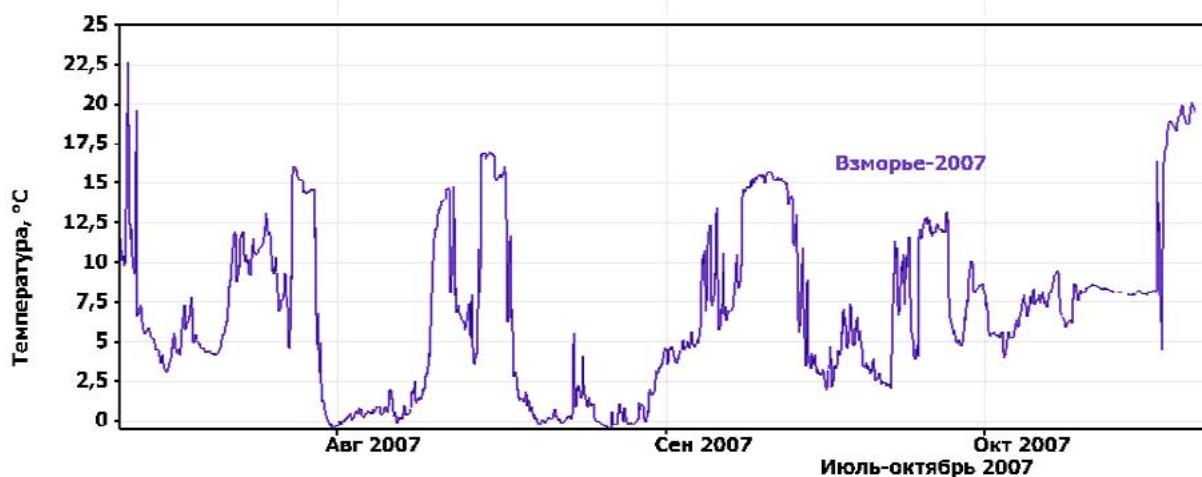


Рис. 1. Вариации температуры морской воды в районе с. Взморье в июле-октябре 2007 года на глубине около 8 м.

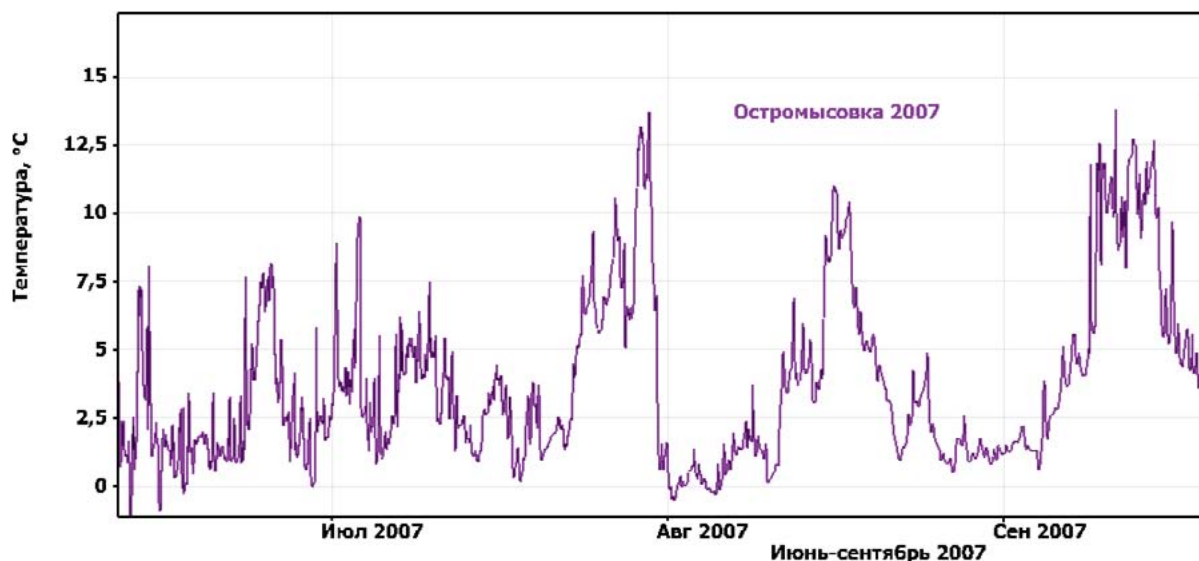


Рис. 2. Вариации температуры морской воды в районе м. Острый в июне-сентябре 2007 года на глубине около 16.5 м.



Рис. 3. Вариации температуры морской воды в районе оз. Изменчивое в июле-октябре 2007 года на глубине около 15 м.

За период наблюдений с 14 июля по 10 октября 2007 года было отмечено два случая значительных и продолжительных по времени понижений температуры морской воды. Они имели схожий характер для всех пунктов наблюдения и происходили практически синхронно. Первый из них охватывал период с 31 июля по 9 августа (выделялся период, когда температура воды была менее 2.5°C), минимальное значение в начале этого интервала времени составило 0.4°C . Второй такой случай охватывал промежуток времени с 19 по 31 августа, минимальное значение температуры воды было ниже нулевой отметки (-0.1°C). Между этими интервалами отмечен период максимального прогрева прибрежных вод в данном районе (16.8°C), в середине сентября в районе с. Взморье также отмечены теплые воды (до 15.5°C), после чего наблюдалось сравнительно плавное понижение температуры воды.

Для объяснения таких резких перепадов температуры, привлекались данные измерений скорости и направления ветра (по береговым метеорологическим станциям и данным реанализа). Выявлено, что значительные понижения температуры морской воды наблюдались в тех случаях, когда ветер имел направление, способствующее сгону прогретых поверхностных вод и формированию прибрежного апвеллинга. Случаи понижения температуры воды ниже 3°C в районах, прилегающих к устьям нерестовых рек, могут приводить к гибели молоди лососевых рыб в начале летнего сезона или препятствовать подходу лососей и приводить к снижению уловов в июле-августе.

УДК 551.466: 624

**О МЕЖГОСУДАРСТВЕННОМ СТАНДАРТЕ
«ЗДАНИЯ, СООРУЖЕНИЯ И ТЕРРИТОРИИ.
ТРЕБОВАНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ЦУНАМИ»**

М.А. Клячко¹, В.В. Максимов², И.А. Нуднер³, В.Ю. Фильков³

¹Научно-технический центр по сейсмостойкому строительству и инженерной защите от стихийных бедствий, г. Санкт-Петербург, Россия;

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия;

³23 Государственный морской проектный институт, филиал ОАО «31 Центральный проектный институт специального строительства», г. Санкт-Петербург, Россия
office@cendr.org

Проблема цунамибезопасности заинтересовала специалистов нашей страны в «инженерном» аспекте после катастрофических последствий цунами 1952 года на Камчатке и о. Парамушир. Градостроительные способы цунамизащиты были использованы группой под руководством Л.Н. Путермана при переносе Усть-Камчатска на высокую террасу в начале 1960-х гг. Однако, Постановление Совета Министров РСФСР №19 от 08.01.1964 г. запретило строительное освоение цунамиопасных побережий, чем нанесло большой вред, поскольку именно морские побережья (особенно устья крупных рек) являются наиболее привлекательными для развития экономики и торговли. С другой стороны, формальное запрещение застраивать цунамиопасные районы (ЦОР) не позволяло создавать нормы для защиты прибрежных и береговых сооружений. И все же с начала 70-х гг. первые инженерные задачи взаимодействия различных преград с волнами типа цунами были поставлены и решались с использованием натуральных и модельных экспериментов при активном участии И.С. Нуднера [1]. С 1982 г. попытки разработать полноценные СНиПы для повышения безопасности плавучих прибрежных и береговых сооружений при воздействии цунами неоднократно инициировались М.А. Клячко в Госстрое СССР. По поручению ГКЧС РСФСР от 28.10.1991 г. № 48-СШ Дальневосточная Ассоциация «Надежность и безопасность» подготовила среди прочих программу №3 «Цунами», которая в 1993 г. стала частью программы «Защита приморских территорий от опасных морских воздействий». В июне 2000 г. в Москве от имени НТЦСС на Международном семинаре по смягчению последствий цунами был представлен новый концептуальный подход к управлению цунами-риском для устойчивого развития. В 2000 г. в результате работы НТЦСС с руководителями ДФО появилось Поручение Правительства РФ от 26.08.2000 г. № ХВ 119–23942 Госстрою России разработать ФЦП по защите городов, населенных пунктов и производственных объектов от воздействия цунами. Однако программа «Цунамизащита» не была включена в перечень ФЦП, финансируемых в 2002 г., тем не менее новая концепция и парадигма цунамириска (рис. 1) была доложена в сентябре 2002 г. на сессии ЮНЕСКО в Картахене (Колумбия) и в 2003 г. в Стамбуле на международном семинаре по исследованиям цунами в Мраморном море. Вернуться к этому вопросу удалось только после катастрофического цунами 26.12.2004 г. в Индийском океане и соответствующих поручений Президента и Правительства РФ, но и после этого в РФ были профинансированы только развитие приборного обеспечения системы предупреждения цунами, а вопросы смягчения последствий воздействия цунами инженерными методами по-прежнему серьезно не рассматривались, хотя анализ цунамириска выполнялся [5]. Только в 2010 г. благодаря решению Межправительственного Совета по сотрудничеству в строительной деятельности стран СНГ (29-е заседание в г. Минск) Комиссия по сейсмостойкому строительству и уменьшению природно-техногенных последствий вместе с НТЦСС приступила к разработке межправительственного стандарта «Здания, сооружения и территории. Требования безопасности при воздействии цунами».

Этот стандарт должен стать практической реализацией новой парадигмы цунамириска (рис. 1).



Рис. 1. Блок-схема комплексной программы цунамибезопасности.

Смысл и содержание этого подхода заключается в том, что стандартную программу цунамибезопасности необходимо дополнить 3-мя блоками: HITs – определение опасности цунами; FLEET – нагрузки и воздействия от цунами и инженерные расчеты; TSAR – анализ и уменьшение цунамириска для цунамибезопасности.

Под цунамибезопасностью понимается состояние прибрежных и береговых сооружений, а также занимаемых ими и примыкающих к ним ЦОР, при котором воздействие цунами не влечет за собой угрозу жизни и здоровью людей, не вызывает вторичных техногенных бедствий, не нарушает функционирования объектов специального жизнеобеспечения, а риск экономических потерь не превышает допустимого для этого ЦОР значения.

В межгосударственном стандарте реализованы инженерные блоки FLEET и TSAR. Блок HITs представлен Приложением А к межгосударственному стандарту, где на основании [3–8] приведены параметры расчётных вертикальных заплесков цунами с повторяемостью 1 раз в 100 лет, привязанных к акваториям и населенным пунктам на Тихоокеанском и Черноморском побережьях. Для побережий с резким изменением батиметрии и негладким очертанием береговой линии, а также для ответственных сооружений расчётные параметры цунами должны определяться на основании результатов математического и физического моделирования.

Блок WADE затронут только в части разработки инженерных сооружений для вертикальной эвакуации людей.

В блоке FLEET для оценки воздействия цунами на сооружения и территории предусматривается также разработка сценариев бедствия с анализом различных расчётных ситуаций. Для каждой расчётной ситуации оценивается возможность наступления предельных состояний и производится оценка уровня риска (блок TSAR). Если уровень риска превышает допустимое значение, принимается решение о превентивных инженерных и планировочных мероприятиях по защите зданий, сооружений и территорий от цунами. Максимально допустимому значению риска (PERIL - max) соответствует минимальное значение нагрузки на сооружение от воздействия цунами, которое нормируется, как обязательное при проектировании.

В межгосударственном стандарте разработаны критерии безопасности, условия и требования, предъявляемые к портовым (причальным, оградительным и судоподъёмным) сооружениям и к береговым объектам промышленного и гражданского назначения. Разработаны правила назначения нагрузок от обрушенных и необрушенных волн цунами на сооружения

различной формы, обтекаемости и проницаемости. Даны правила и требования для расчёта прибрежных и береговых сооружений на воздействие цунами. Перечислены основные инженерные и планировочные методы защиты зданий, сооружений и территорий от цунами.

Все гидротехнические сооружения в ЦОР делятся по ответственности на 4 класса и сертифицируются по 4-м уровням цунамибезопасности [2].

Пригодность сооружения к эксплуатации оценивается по наступлению предельного состояния (эксплуатация недопустима, затруднена/ограничена или нецелесообразна).

При расчётах воздействия цунами на морские гидротехнические сооружения необходимо дополнительно рассматривать ситуацию, обусловленную понижением расчётного уровня моря, а также процессами суффозии и вероятного разжижения грунта при воздействии оттока волны.

В случае невозможности обеспечения конструктивной прочности и устойчивости здания при проектном цунами, его эксплуатация не допускается. Даны рекомендации по использованию нижних этажей, находящихся в ЦОР гражданских зданий, требования к системам жизнеобеспечения, к транспортным сооружениям (прежде всего к цунамистойкости опор и высоте пролётных строений мостов). Много внимания уделяется планировке ЦОР, начиная с их зонирования по степени цунамиопасности, вторичной опасности, уязвимости, защищённости, а заканчивая различными способами землепользования страховыми и иными методами стимулирования безопасности. Все цунамизащитные мероприятия, включая способствование быстрой эвакуации населения, реализуются через проект территориального планирования. Проект первой редакции межгосударственного стандарта был завершён авторами к осени 2010 г. и соответствующее уведомление от 21.02.2011. направлено в Управление технического регулирования и стандартизации Росстандарт. Очень важное Приложение 1 к стандарту, содержащее расчётные вертикальные заплески волн цунами для различных географических мест (населённых пунктов, бухт и т.п.), было подготовлено под руководством В.М. Кайстренко (Тихоокеанское побережье) и Е.Н. Пелиновского (Черноморское побережье) при активном участии Т.Г. Талиповой, А.И. Зайцева и др. [3–8]. Предполагается, как важное и необходимое дополнение к стандарту, разработать пособие по проектированию цунамизащиты на эксплуатируемых и вновь осваиваемых ЦОР, содержащее практические комментарии и примеры оценки цунамистойкости различных сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нуднер И.С., Максимов В.В. Воздействие волн цунами на морские гидротехнические сооружения // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2008. № 2. С. 45-56.
2. РД 33.05.01-2003. Инструкция по проектированию морских, причальных и берегоукрепительных сооружений.
3. Dotsenko S.F., Ingerov A.V. Spectra of the Black-sea tsunamis // *Physical Oceanography*. 2007. Vol.17, No 5. С. 269-277.
4. Go Ch.N., Kaistrenko V.M., Pelinovsky E.H., Simonov K.V. A quantitative estimation of tsunami hazard and the tsunami zoning scheme of the Pacific coast of the USSR // *Pacific Annual*. Vladivostok, 1988. С. 7-15.
5. Klyachko M., Larionov V., Sutshev. Risk mapping and disaster scenarios development for urban seismic-prone areas of Russia // *International Conference 250-th anniversary of the 1755 Lisbon earthquake (1-4 of Nov. 2005, Lisbon Portugal)*, p. 188-193.
6. Pelinovsky E. Preliminary estimates of tsunami danger for the northern part of the Black Sea // *Phys. Chem. Earth*. 1999. A24.
7. Ranguelov, B., Spassov, E., and Dotsev, N. A model of tsunami generation from Bulgarian earthquake sources in the Black Sea Area and prediction of their possible effects // *Bulgarian Geophys. J.* 1983. No 9. P. 91-99.
8. Yalciner A., Pelinovsky E., Talipova T., Kurkin A., Kozelkov A., Zaitsev A. Tsunamis in the Black Sea: comparison of the historical, instrumental and numerical data // *J. Geophys. Research*. 2004. Vol. 109, No C12. C12023. DOI: 10.1029/2003JC002113.

УДК 551.466 (574.642)

ВОЗБУЖДЕНИЕ КРАЕВЫХ ВОЛН АТМОСФЕРНЫМИ ВОЗМУЩЕНИЯМИ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН

Д.П. Ковалев, Г.В. Шевченко, П.Д. Ковалев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
d.kovalev@imgg.ru

На участке автомобильной дороги между селом Охотское и мысом Свободный на юго-восточном побережье о. Сахалин, проходящей вблизи уреза воды, в последние несколько лет отмечены участвовавшие случаи размыва берега и повреждения дорожного полотна (главным образом, на 9-м километре). В этой связи Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в 2011 году начал комплексные исследования причин этого явления, включавшие инструментальные измерения волнения и колебаний уровня моря.

На этом участке 18 июня 2011 г. были установлены 4 автономных измерителя волнения и уровня АРВ (номера приборов 57, 59, 68 и 69). Пятый прибор (№ 32) был установлен непосредственно в ковше бывшего рыбозавода с. Охотское (рис. 1). Три из них были подняты 28 сентября, датчик №57 сразу поднять не удалось (он находился ближе всего к берегу и был замыв песком). Он был поднят 4 октября после штормового периода (30 сентября и 2 октября в районе прошли два достаточно сильных шторма). Датчик № 32 был снят 28 октября, а прибор № 37, который был выставлен в районе устья протоки Красноармейская, соединяющей озеро Тунайча с морем, найти не удалось.

На рисунке 1 показана батиметрическая карта, построенная по данным батиметрической съемки, проведенной с помощью эхолота-картплоттера Lowrance. Эта карта в дальнейшем была использована для численного моделирования длинноволновых процессов в прилегающей к с. Охотское акватории.

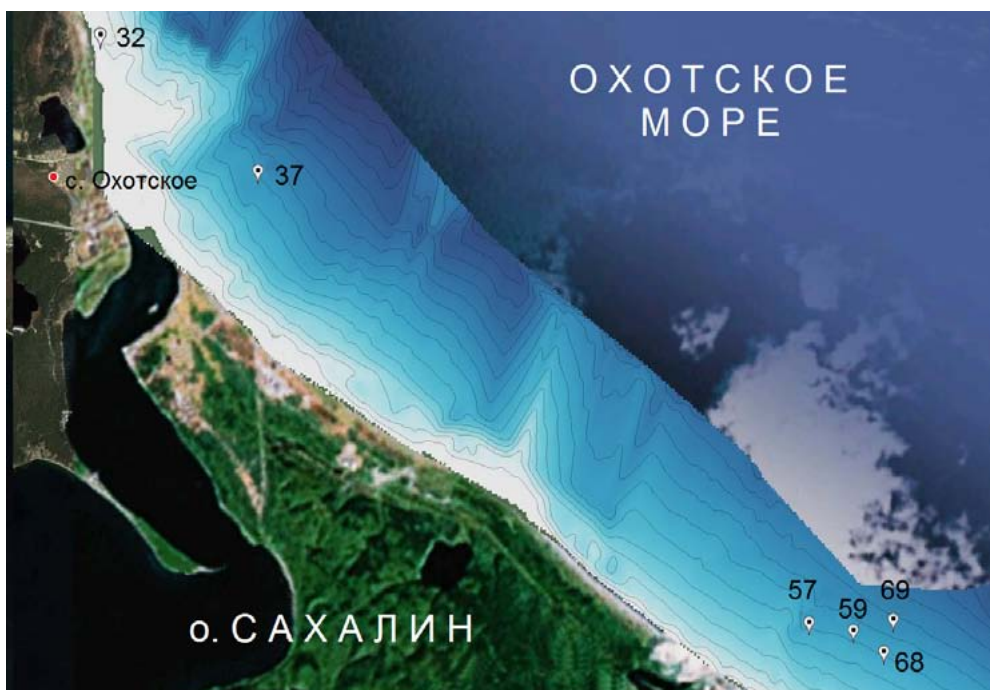


Рис. 1. Схема расположения автономных регистраторов волнения (донных станций) на юго-восточном побережье о.Сахалин.

В результате проведенных наблюдений были получены продолжительные записи волновых процессов с дискретностью 1 с. Визуальный анализ записей показал наличие в них пакетов низкочастотных колебаний уровня с периодом около 10 мин (рис. 2), причем подобные структуры наблюдались достаточно часто. Вариации уровня с близкими периодами наблюдались на юго-восточном побережье о. Сахалин и ранее – в районе протоки оз. Изменчивое, а также вблизи м. Острый, несколько севернее с. Охотское. Там волновые пакеты были менее устойчивы – отмечались реже, были короче и состояли из 3 – 5 колебаний.

Сравнительно устойчивый характер выявленных колебаний указывает на их связь с характером локальной топографии в изучаемом районе. На открытом участке побережья они могут быть связаны либо с захваченными краевыми волнами, либо с шельфовым резонансом, – в любом случае на данном периоде можно ожидать усиления колебаний при опасных морских явления, таких как волны цунами или штормовые нагоны. Именно это обстоятельство, а также их возможное влияние на формирование прибрежного рельефа, определяет интерес к подобным особенностям волнового режима в прибрежных акваториях.

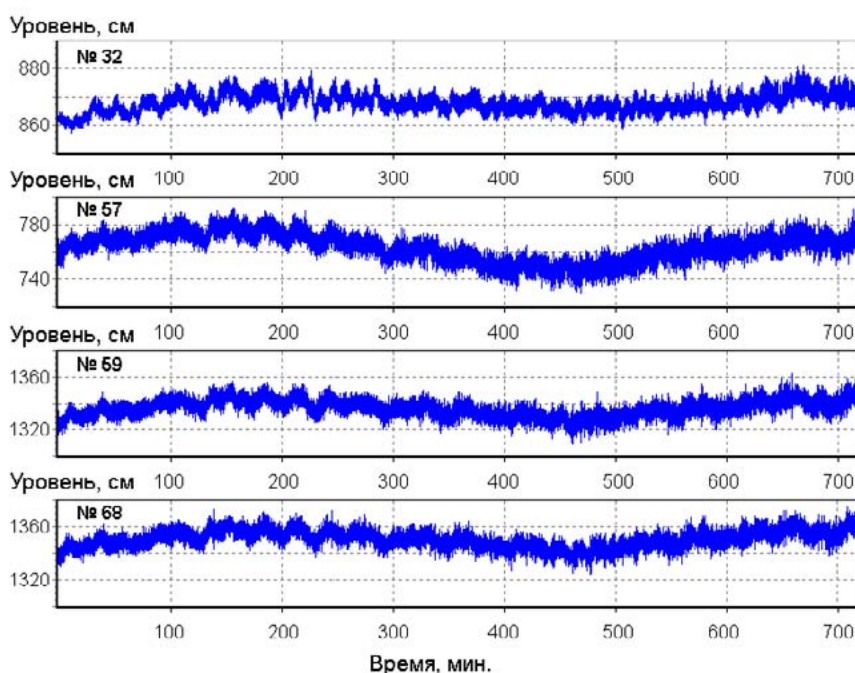


Рис. 2. Образцы синхронных записей колебаний уровня 20.06.2011 г. для четырех станций, содержащие хорошо выраженные пакеты низкочастотных колебаний.

Определить структуру колебаний на таких периодах можно только по достаточно разнесенным станциям, для этой цели не годились 4 станции, выставленные на небольшом расстоянии друг от друга с целью сравнительного анализа характеристик ветрового волнения и длинных инфрагравитационных волн с гораздо меньшими пространственными масштабами. Однако, датчик № 32 располагался на достаточном удалении – 7.2 км от станции № 59 и 7.5 км от станции № 68, т.е. имелась возможность провести изучение обнаруженных волн.

АНАЛИЗ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

С использованием полученных рядов наблюдений был проведен спектральный и взаимно спектральный анализ с акцентом на волновые процессы с периодами около 10.7 мин. Рассмотрим результаты расчета для пары станций №№ 32 – 68 (рис. 3).

В текущем спектре записей станции № 68 (рис. 3) для величин значимой когерентности хорошо выделяется подъем энергии на периодах около 10.7 мин. Процессам с этими периодами могут соответствовать сейши, краевые волны или колебания, связанные с шельфовым резонансом.

На графиках текущей когерентности и фазы (рис. 3) также видно наличие устойчивой

связи длинноволновых процессов с периодами около 10.7 минут. Причем когерентность между рассматриваемыми процессами достаточно высокая – от 0.4 до 0.6, что отвечает высокому уровню значимости с учетом длины анализируемых интервалов. Отметим также интересную особенность текущей фазы, а именно изменение разности фаз в течение времени наблюдений. Отметим, что на участках с более выраженными группами волн фаза устойчива и ее значения близки к $\pi/2$. Наличие такого сдвига исключает сейши, а также влияние шельфового резонанса, по крайней мере, оно не может быть определяющим.

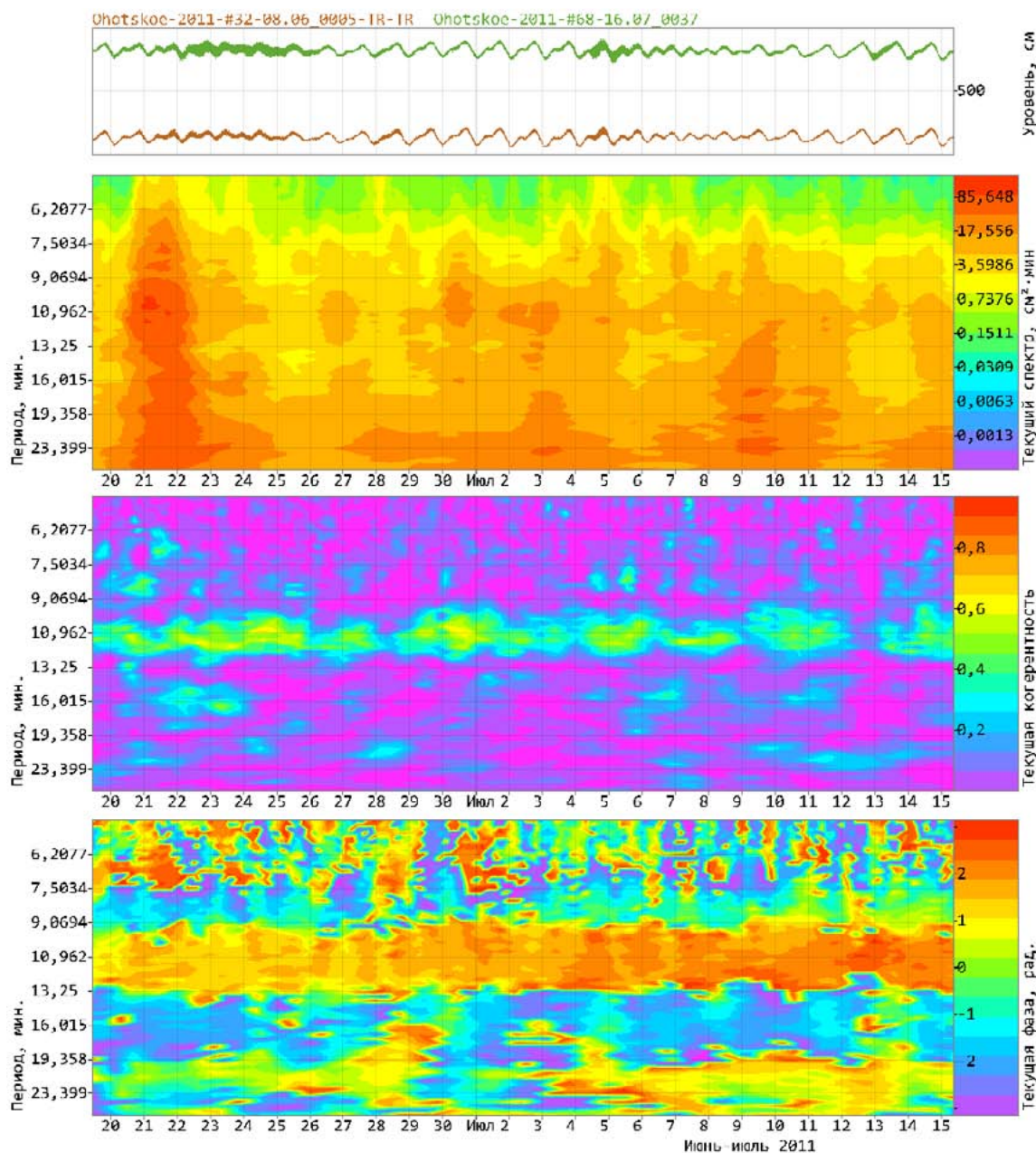


Рис. 3. Текущий спектр колебаний уровня моря для станции №68 и текущие когерентность и фаза колебаний уровня моря для станций №№ 32 – 68.

Был выполнен анализ дисперсионной диаграммы длинноволновых процессов в изучаемом районе в предположении цилиндрического рельефа с характерным профилем изменения глубины в зависимости от расстояния от берега. Для первой моды краевых волн для периода 10.7 мин получено значение длины волны около 10 км, что хорошо согласуется с полученным значением фазового сдвига.

Численное моделирование распространения длинных волн в изучаемой акватории также обнаруживает устойчивые колебания с периодом около 10.7 мин в изучаемом районе. Пространственная структура этих колебаний с двумя параллельными берегу полосами более значимых амплитуд узловой линией между ними (рис. 4) типична для проявления краевых захваченных волн или шельфового резонанса (в таких ситуациях их различить очень сложно). Как уже отмечалось выше, фазовый сдвиг более характерен для захваченных волн, хотя его изменения во времени могут быть обусловлены, в частности, изменением соотношения вклада различных волновых составляющих.

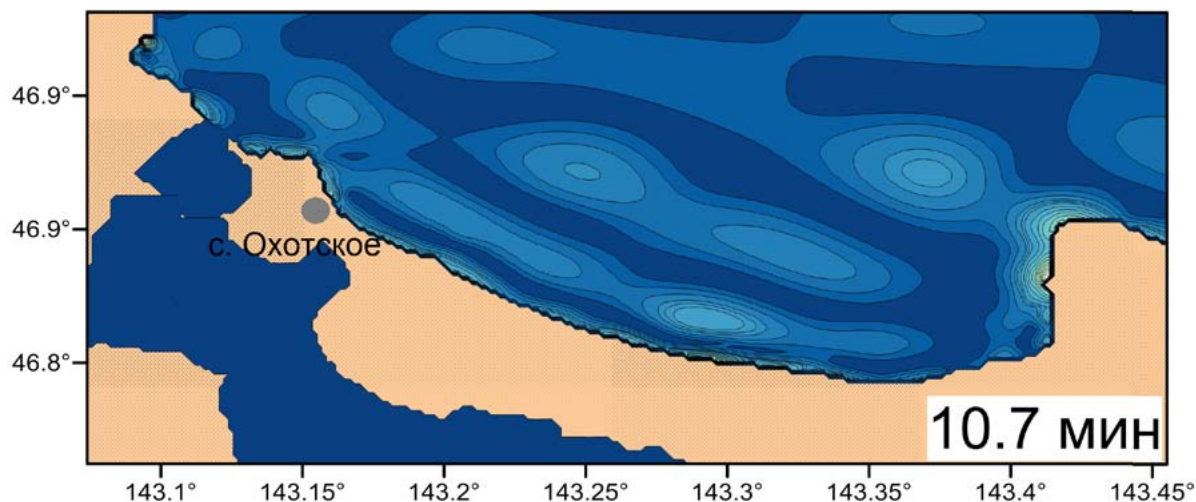


Рис. 4. Мода с периодом 10.7 мин для района с. Охотское. Расчет А. Лоскутова.

Представляют интерес условия возбуждения обнаруженных краевых волн. Поскольку вблизи с. Охотское измерения скорости и направления ветра не проводились, привлекались материалы измерений, полученные при помощи автономной цифровой метеостанции WR200 на стационаре ИМГиГ ДВО РАН в районе м. Острый. Измерения метеопараметров осуществлялись с дискретностью 1 мин, что позволило проанализировать вариации ветра с периодами, близкими к 10 мин.

Следует отметить, что исследование особенностей волновых процессов вблизи берега на стационаре «Остромысовка» ИМГиГ ДВО РАН проводилось с 2000 по 2009 гг. [1]. Были организованы специальные эксперименты с постановкой двух и четырех измерителей придонного гидростатического давления на различных расстояниях от берега. Метеостанция располагалась на стационаре примерно в 50 м от моря. Главной целью измерений было изучение условий формирования инфрагравитационных волн в зависимости от параметров ветрового волнения и метеоусловий.

Анализ метеоданных показал, что в моменты генерации пакетов краевых волн такие вариации (и по величине скорости, и по направлению) действительно наблюдались. Для полученных синхронных записей колебаний уровня моря и скорости ветра (рис. 5) отмечено хорошее согласование между направлением (SSW соответствует подъему уровня) векторов скорости ветра и флуктуациями уровня моря. Такое согласование наблюдается для 3 – 5 колебаний уровня, затем синхронизация ветра и уровня нарушается, хотя скорее удивительным выглядит факт наличия тесной связи, так как для формирования длинных волн под воздействием ветра рассматриваемые периоды являются слишком короткими.

Анализ функции когерентности между уровнем и ветром показал наличие хорошо выделяющегося пика на периодах около 10.7 минут, однако его величина была ниже 95-процентного доверительного уровня.

Вариации ветра с такими периодами, носящие квазивихревой характер, скорее всего, обусловлены влиянием орографии – а именно, наличием сопков вблизи стационара «Остромысовка», при обтекании которых воздушным потоком и могут образовываться

подобные мелкомасштабные вариации поля ветра. В районе с. Охотское сопки расположены к северу от населенного пункта, южнее находится низменная равнина. Вероятно, местом генерации краевых волн является акватория, прилегающая к каменистому мысу и его продолжению в море, находящаяся вблизи сопки, – здесь вполне могут наблюдаться вихревые воздушные потоки, аналогичные зарегистрированным на стационаре «Остромысовка». Захваченные краевые волны распространяются на юг от каменистого выступа без существенной потери энергии и четко регистрируются на станциях, установленных на 9-м километре автомобильной дороги.

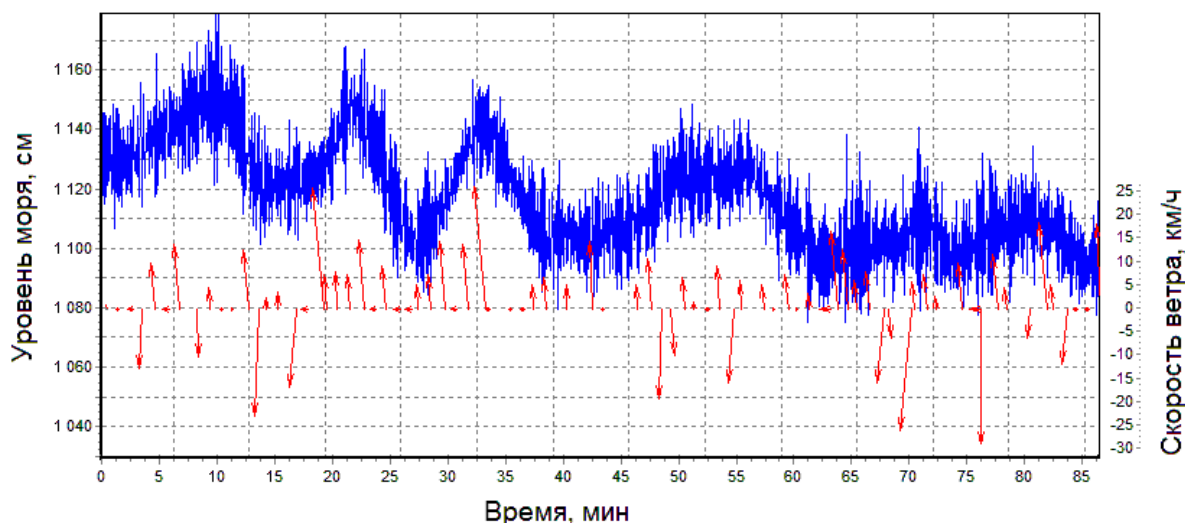


Рис. 5. Синхронные записи скорости ветра и колебаний уровня моря.

ВЫВОДЫ

Экспериментальные исследования, выполненные на юго-восточном побережье о. Сахалин, выявили наличие колебаний с периодами около 10 – 11 мин, которые проявляются в записях придонного гидростатического давления. Наиболее устойчивы эти длинноволновые процессы в районе с. Охотское, где они связаны с проявлением первой моды захваченных краевых волн. Наиболее вероятно, что эти волны формируются под влиянием вихревых вариаций скорости ветра (такая связь установлена для стационара ИМГиГ ДВО РАН «Остромысовка», на котором производились измерения метеопараметров при помощи автономной цифровой метеостанции). Образование мелкомасштабных вихревых структур в поле ветра может быть обусловлено влиянием орографии – они могут формироваться при обтекании воздушным потоком расположенных на побережье сопки.

Выявленные устойчивые проявления захваченных краевых волн в районе с. Охотское указывают на возможность их резкого усиления при опасных морских явлениях – приходе волн цунами или при штормовых ситуациях. Эти волны также могут оказывать влияние на формирование прибрежного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Исследование динамики прибойных биений у юго-восточного побережья о.Сахалин // Метеорология и гидрология. 2006. №9. С. 76-87.
2. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. Л.: Гидрометеиздат, 1993. 240 с.
3. Ursell F. Edge waves on a sloping beach // Proc. Roy. Soc. London. 1952. Vol. A214. P. 79-97.

УДК 551.466 (571.642)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕТЕОЦУНАМИ У ПОБЕРЕЖЬЯ О. САХАЛИН

Д.П. Ковалев, Г.В. Шевченко, П.Д. Ковалев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
d.kovalev@imgg.ru

ВВЕДЕНИЕ

ИМГиГ ДВО РАН регулярно проводит экспериментальные исследования волновых процессов в портах Сахалинской области с использованием регистраторов волнения и уровня АРВ с высокоточными пьезорезонансными преобразователями придонного давления, изготовленные в ООО «СКТБ ЭлПА» при технической поддержке ИМГиГ [5]. Регистраторы позволяют производить запись морского волнения с дискретностью 1 с в течение года с накоплением данных в твердотельной памяти. Основным объектом исследования являются морские опасные явления – цунами, штормовые нагоны, резонансные колебания в бухтах и портовых гаванях.

В настоящей работе использовались материалы инструментальных измерений волнения моря в прибрежной зоне о. Сахалин, полученные в рамках масштабного натурного эксперимента, который проводился в июне – сентябре 2008 г. в портах южной части о. Сахалин (рис. 1). Основной интерес представляли ситуации, когда на юго-западном и юго-восточном побережьях о. Сахалин наблюдались аномальные усиления длинноволновых колебаний уровня моря.

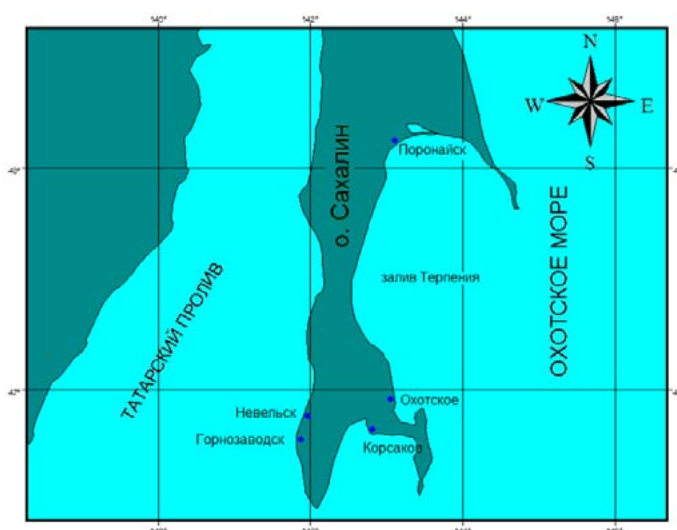


Рис. 1. Места постановки измерителей волнения в 2008 г.

Кроме данных по волнению использовались погодные карты, любезно предоставленные авторам Сахалинским управлением Росгидромета.

В течение рассматриваемого периода над южной частью Сахалина проходили 3 слабых и 3 глубоких циклона. Сильные шторма наблюдались в периоды 10 – 14 августа, 9 – 12 сентября, 15 – 19 сентября.

Полученные ряды наблюдений подвергались спектральному анализу. Предварительно из рядов вычитался предвычисленный прилив. На текущих спектрах колебаний уровня были обнаружены моменты повышения энергии длинноволнового фона, не связанные по времени с формированием сильных штормов в районе проведения измерений. Поскольку заметных землетрясений в рассматриваемые периоды не отмечалось, обнаруженные эффекты, вероятнее

всего, связаны с метеорологическими процессами и, следовательно, могут быть отнесены к разряду «метеоцунами». Их изучение представляет интерес, т.к. позволяет лучше понять механизмы формирования этого сравнительно малоизученного явления, а также исследовать изменчивость длинноволнового фона в диапазоне периодов цунами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Среди случаев, когда наблюдалось повышение энергии длинноволновых колебаний, наиболее примечательны два, имевшие место 4 августа и 3 сентября 2008 года (рис. 2). Текущие спектры записей колебаний уровня, для случаев аномальных колебаний имеют сходство в структуре волновых пакетов. Повышение энергии происходило в диапазоне периодов от 5 мин до 2.8 часа, который соответствует диапазону волн цунами. Интересна ситуация 3 сентября, когда ветровое волнение и зыбь были незначительны (о чем можно судить по записи волнения), что позволяло избежать искажения спектральных характеристик, вызванных илиасингом.

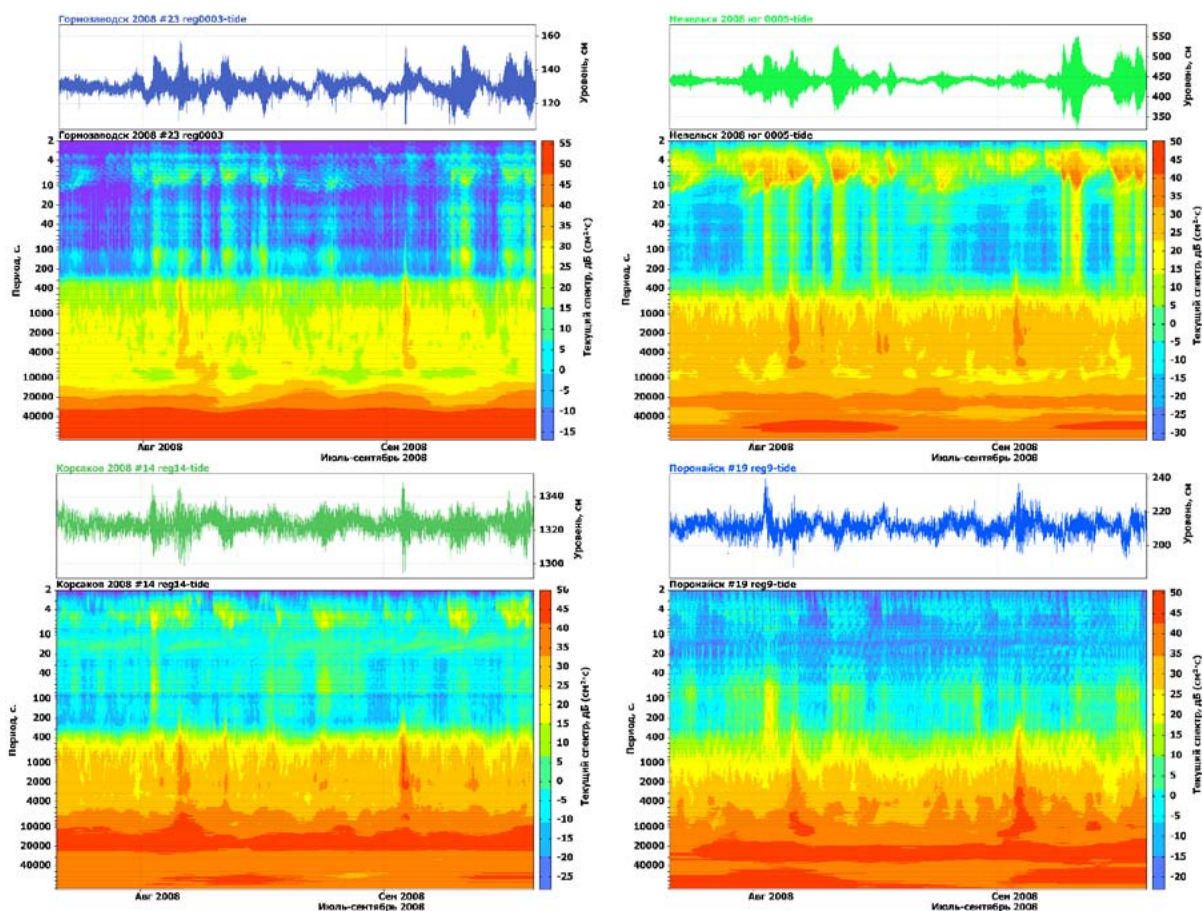


Рис. 2. Колебания уровня моря и текущие спектры вблизи населенных пунктов Охотское, Горнозаводск, Корсаков, Невельск и Поронайск.

Нарушение стационарности волнового поля 3 сентября 2008 г. хорошо видно на записях четырех донных датчиков гидростатического давления – амплитуда колебаний возросла примерно на порядок по сравнению с обычным уровнем длинноволнового шума (рис. 3). Для записи в Невельске характерен более высокий уровень высокочастотного шума, связанного, по-видимому, с тем обстоятельством, что регистратор волнения располагался в ковше порта небольшого размера, в котором присутствуют короткопериодные резонансные колебания (с периодом около 20 с), возбуждаемые ветровым волнением. Поэтому из анализируемых рядов были отфильтрованы высокочастотные компоненты, включая ветровые волны, зыбь и указанные сейши. В остальных пунктах высота волны не сильно изменялась и составляла около 40 см. Следует отметить существенное увеличение периода и продолжительности волновых процессов

в Поронайске, что может определяться резонансными свойствами близлежащей к Поронайску акватории залива Терпения.

Согласно [6], такие аномальные колебания, не связанные с сейсмическими процессами и обусловленные метеорологическими причинами, получили название «метеоцунами». Как и при обычном цунами, исследуемый процесс характеризовался четким вступлением, выраженной головной волной и постепенно стихающими в течение нескольких часов колебаниями.

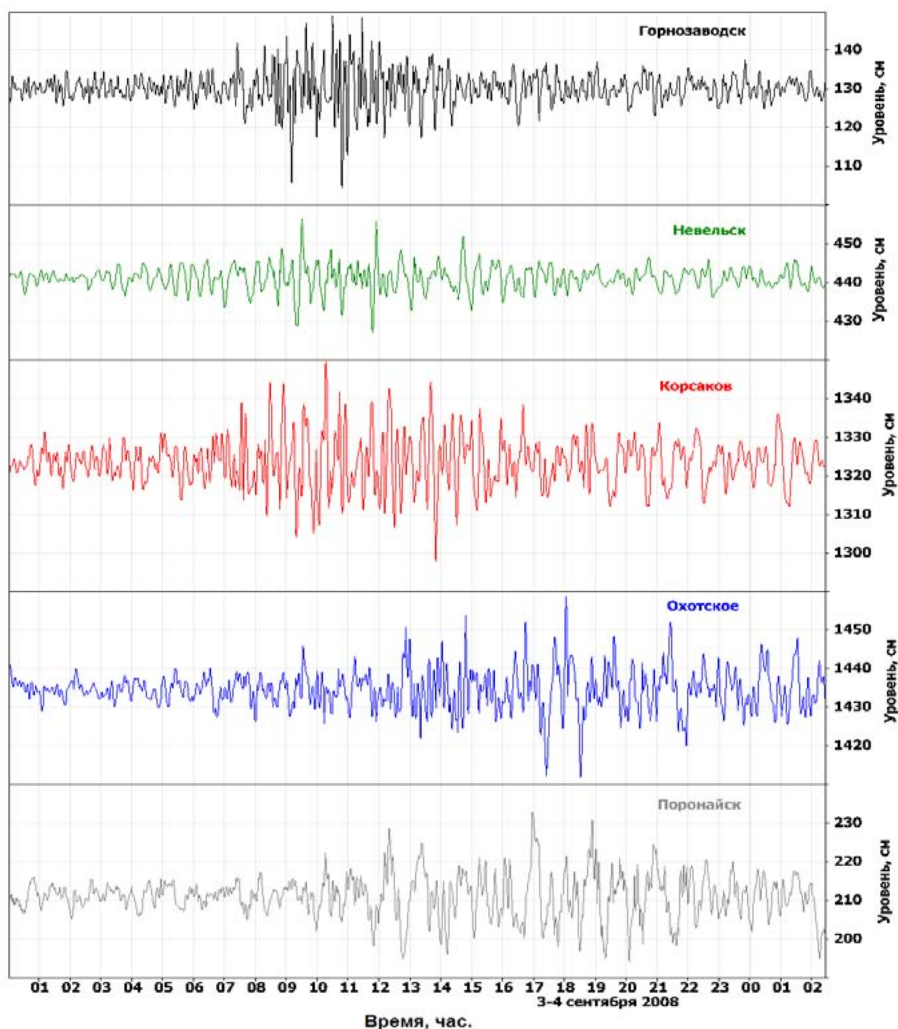


Рис. 3. Отрезки записей волнения, содержащие аномальные колебания уровня моря на различных станциях.

Как обычно наблюдается при метеоцунами, аномальные колебания в заливах и бухтах возбуждаются преимущественно на резонансных частотах по мере продвижения атмосферного возмущения. Вначале усиление колебаний было зафиксировано на юго-западном побережье Сахалина (Невельск, Горнозаводск), спустя примерно час – в порту Корсакова, и почти через три часа – в Поронайске.

Анализ карты погоды для периода 2 – 3 сентября 2008 г. (рис. 4) показал, что разность времен регистрации волны в пунктах наблюдения хорошо согласуется со временем прохождения над исследуемым районом переднего фронта циклона. Циклоны нередко являются причиной метеоцунами. Интересно отметить, что амплитуда волн в различных пунктах была примерно одинаковой (хотя преобладающие периоды колебаний различались). Вероятно, это связано с тем, что интенсивность колебаний приземного атмосферного давления при перемещении циклона над южной частью о. Сахалин сохранялась на приблизительно одинаковом уровне.

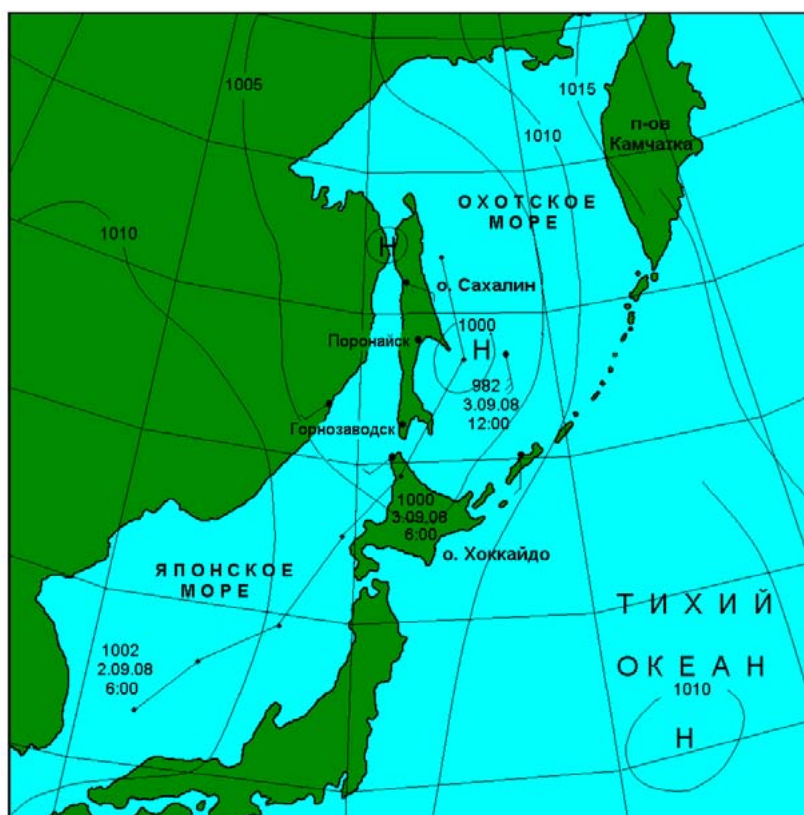


Рис. 4. Карта погоды для периода 2 – 3 сентября 2008 г.

Спектрально-временной анализ записей морского волнения показал значимую когерентность на отрезке за 3 сентября только для близко расположенных пунктов (Горнозаводск и Невельск) – до 0.9 на периодах от 36 мин до 2.5 час, и от 0.5 до 0.7 на периодах от 16 до 30 мин. Колебания на этих, достаточно больших периодах, обусловлены частотно-избирательными свойствами внешней акватории. Длиннопериодные колебания могут быть связаны с резонансными свойствами южной части Татарского пролива, более короткопериодные – прилегающего участка шельфа. Оба типа волновых процессов для данных пунктов, очевидно, тесно связаны.

Другие пункты располагались достаточно далеко, резонансные свойства заливов и прилегающих участков шельфа сильно различались, и когерентность, соответственно, была низкой.

По текущему фазовому спектру сложно сделать какие-либо выводы, за исключением периодов от 16 мин до 25 мин, с фазовым сдвигом около 2π . Это согласуется с высказанным выше предположением, что метеоцунами на указанных периодах обусловлено шельфовым резонансом.

Спектры и когерентность для отрезков записей с 1 по 5 сентября приведены на рисунке 5. Видно, что для близко расположенных пунктов подъем энергии колебаний наблюдается в широком диапазоне периодов – от 0.5 до 2.5 часов. Для других пунктов наблюдаются более узкие области периодов с подъемом энергии в исследуемом диапазоне, что связано, по-видимому, с резонансными особенностями прилегающих акваторий по пути движения атмосферного возмущения.

ВЫВОДЫ

Пятью донными регистраторами волнения и уровня были зафиксированы аномальные морские колебания уровня в диапазоне периодов от 5 мин до 2.8 час в южной части о. Сахалин. Эти явления имели место 4 августа и 3 сентября 2008 г., амплитуда вариаций уровня составляла 10 – 15 см, и они могли представлять определенную угрозу для находившихся в портах судов и препятствовать проведению погрузо-разгрузочных работ. Подобные колебания обычно

наблюдаются в данных пунктах при цунами. Они были отнесены нами к явлению метеоцунами, так как в указанные дни в сейсмологическом каталоге NEIC не было обнаружено сильных землетрясений в северо-западной части Тихого океана.

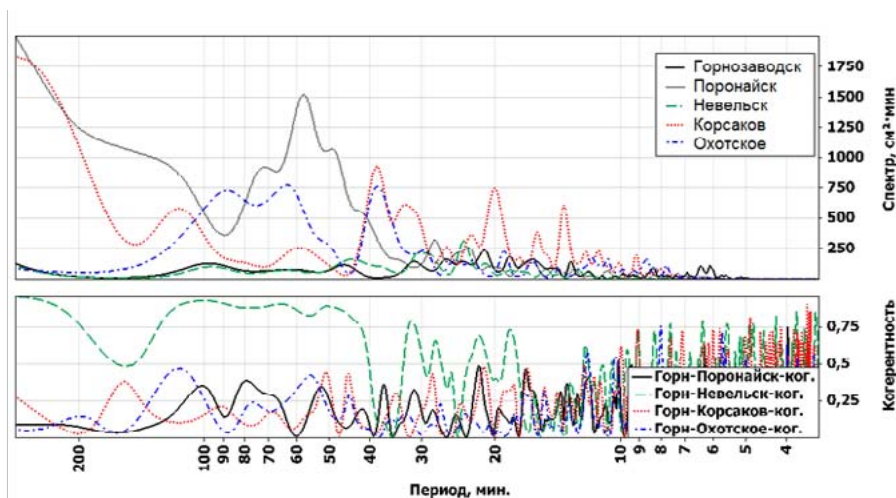


Рис. 5. Спектры и когерентность для суточных отрезков записей уровня моря 3 сентября 2008 г.

Формирование аномальных колебаний хорошо согласуется с прохождением атмосферных возмущений, которые «включали» их по мере своего продвижения над южной частью о. Сахалин. В каждом пункте в записях преобладали колебания, обусловленные характером рельефа дна и топографией береговой черты в прилегающих акваториях – резонансными явлениями в заливах, бухтах и на прилегающих участках шельфа. Следствием этого является важное отличие метеоцунами от цунами сейсмического происхождения – они проявляются преимущественно локально, в виде волн стоячего типа, которые вызывают продолжительные колебания и слабо распространяются за пределы зоны, в которых они сформировались.

Приведенные примеры показывают, что метеоцунами не редко наблюдаются в портах южной части о. Сахалин и могут оказывать негативное влияние на их работу. Необходимо детально исследовать условия формирования этого сравнительно малоизученного явления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грачев А.И., Куличков С.Н., Отрезов А.И. Свойства спектра внутренних гравитационных волн во время гроз // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33, №5. С. 631-639.
2. Куликов Е.А., Шевченко Г.В. Генерация краевых волн метеоприливом движущимся вдоль пограничной области // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов. FESP, АН СССР. Владивосток, 1985. С. 20-27.
3. Левин Б.В., Чернов А.Г., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Куркин А.А., Лихачева О.Н., Шишкин А.А. Первые результаты регистрации длинных волн в диапазоне периодов цунами в районе Курильской гряды на разнесенной сети станций // ДАН. 2009. Т. 425, №5. С. 874-879.
4. Литвин Е.Н., Показеев К.В., Шевченко Г.В. Исследование длинноволновых процессов в диапазоне периодов цунами на шельфе острова Шикотан // Физическая экология. 1998. №1. С. 54-63.
5. Лухнов А.О., Чернов А.Г., Куркин А.А., Полухина О.Е. Проблемы создания аппаратно-программного комплекса для исследования гидродинамики шельфовой зоны // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. Н.Новгород: НГТУ, 2006. Т. 18. С. 120-123.
6. Rabinovich A.B., Monserrat S. Generation of Meteorological Tsunamis (Large Amplitude Seiches) Near the Balearic and Kuril Islands // Natural Hazards. 1998. No 18. P. 27-55.

УДК 551.466

КОМБИНИРОВАННАЯ 2D/3D МОДЕЛЬ ГЕНЕРАЦИИ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЦУНАМИ

С.В. Колесов, М.А. Носов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет,
г. Москва, Россия
kolesov@ocean.phys.msu.ru

При математическом описании волн цунами, как правило, пренебрегают сжимаемостью воды, а возникающие гравитационные волны полагают длинными и, следовательно, недиспергирующими [3, 4, 6]. Однако, в реальности волны цунами диспергируют, что особенно проявляется при распространении на большие расстояния [2, 7, 8]. Кроме того, генерации цунами сопутствуют эффекты сжимаемости, проявление которых особенно хорошо заметно на больших глубинах [8]. Длина волн цунами определяется горизонтальными размерами очага. Если узкий очаг приурочен к глубоководному желобу (например, цунами на Центральных Курилах 13.01.2007 г.), волны цунами характеризуются столь значительной дисперсией, что ее проявление заметно даже на небольшом удалении от источника [1]. В таких случаях применение теории несжимаемой жидкости и длинноволнового приближения может приводить к ошибочным результатам. Во избежание ошибок следует решать 3D задачу, используя, например, линейную потенциальную теорию сжимаемой жидкости. Применение линейной теории ограничено условием малости амплитуды волны по сравнению с глубиной океана $A/H \ll 1$, которое для цунами выполняется практически везде, за исключением сравнительно узкой мелководной прибрежной зоны.

При выходе гравитационных волн на мелководье увеличивается отношение длины волны к глубине и снижается роль фазовой дисперсии. Кроме того, возникшие на большой глубине в очаге цунами гидроакустические волны из-за существования частоты отсечки $\nu_0 = c/4H$ (минимальной частоты гидроакустических волн на данной глубине H) не могут проникнуть на мелководье. Следовательно, в решении 3D задачи на мелководье нет практической целесообразности, здесь можно ограничиться длинноволновым приближением пренебрегающим дисперсией и сжимаемостью воды. Учитывая вышесказанное, расчет динамики цунами от генерации в очаге до наката на берег имеет смысл проводить, используя комплекс из двух связанных моделей: линейной потенциальной на больших глубинах и длинноволновой на мелководье.

Разделим расчетную область на две части: глубоководную и мелководную. В глубоководной части задача о генерации и распространении волн цунами решается в рамках линейной потенциальной теории сжимаемой жидкости. Основные уравнения гидродинамики (уравнения Эйлера и неразрывности) сводятся к волновому уравнению относительно потенциала скорости течения [5]. На свободной поверхности жидкости применяется граничное условие, типичное для теории гравитационных волн малой амплитуды. На абсолютно жестком дне – условие непротекания. В мелководной области решается неоднородное уравнение линейной потенциальной теории несжимаемой жидкости [9]. Уравнения записаны криволинейных координатах (сферических по горизонтали, сигма по вертикали) и решаются совместно явным конечно-разностным методом на равномерной сетке. Оба расчетных блока динамически сопрягаются вдоль заданной изобаты.

На рисунке 1, в качестве примера, представлены результаты расчета цунами на Центральных Курилах 13.01.2007 г. В верхнем ряду показано смещение свободной поверхности в моменты времени 300 сек с момента начала землетрясения. В нижнем ряду показано смещение для момента 720 сек. Изображения в левом столбце получены с помощью классической длинноволновой модели, в правом столбце - с помощью комбинированной модели. Из рисунков видно, что для рассматриваемого события характерна сильная фазовая дисперсия волн цунами.

Это обусловлено параметрами источника: узкой областью деформаций дна сравнимой с глубиной океана (~ 4 – 5 км). В случае комбинированной модели за первой волной следует серия волн, вызванная дисперсией, что сильно меняет форму волнового возмущения водной поверхности. Следует отметить, что в случае применения классической модели амплитуда даже лидирующей волны оказывается заметно завышенной. Также, можно отметить наличие упругих высокочастотных колебаний водного слоя, захваченных глубоководным Курильским желобом.

В докладе подробно излагаются детали численной модели, результаты ее верификации на аналитических решениях и примеры применения для расчета реальных цунами.

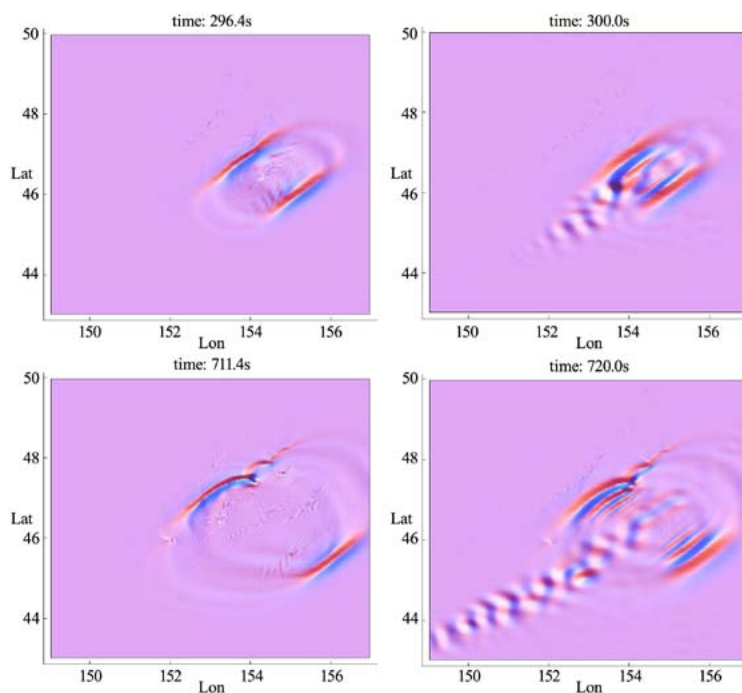


Рис. 1. Смещение свободной поверхности спустя 300 сек (верхний ряд) и 720 сек (нижний ряд) после начала деформации дна. Левая колонка – длинноволновая модель, правая колонка – комбинированная модель.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колесов С.В., Носов М.А. Метод численного моделирования волн цунами с учетом фазовой дисперсии // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: III Сахалинская молодежная науч. шк., Южно-Сахалинск, 3-6 июня 2008 г.: сб. мат-лов / отв. ред. О.Н. Лихачева. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. С. 168-175.
2. Куликов Е.А., Медведев П.П., Лаппо С.С. Регистрация из космоса цунами 26 декабря 2004 г. в Индийском океане // ДАН. 2005. Т. 401, № 4. С. 537-542.
3. Носов М.А. Волны цунами сейсмического происхождения: современное состояние проблемы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Том 50, №3. С. 1-12.
4. Пелиновский Е.Н. Гидродинамика волн цунами. Н. Новгород: ИПФ РАН, 1996. 276 с.
5. Bolshakova A., Inoue S., Kolesov S., Matsumoto H., Nosov M., Ohmachi T. Hydroacoustic effects in the 2003 Tokachi-oki tsunami source // Russ. J. Earth. Sci. 2011. Vol.12. ES2005. DOI:10.2205/2011ES000509.
6. Gisler G.R. Tsunami simulations // Annu. Rev. Fluid Mech. 2008. Vol. 40. P. 71-90.
7. Horrillo J., Kowalik Z., Shigihara Y. Wave dispersion study in the Indian Ocean tsunami of December 26, 2004 // Science of Tsunami Hazards. 2006. Vol. 25, No.1. P. 42-63.
8. Levin B.W., Nosov M.A. Physics of Tsunamis. Springer, 2009. 327 p.
9. Nosov M.A., Moshenceva A.V., Kolesov S.V. Horizontal motions of water in the vicinity of a tsunami source // Pure and Applied Geophysics. 2013. Vol. 170(9-10). P. 1647-1660. DOI: 10.1007/s00024-012-0605-2.

УДК 551.466.62

ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНЕ М. ОТКРЫТЫЙ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ) ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

П.Ю. Королев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
pasha200482@mail.ru

Целью данной работы было проведение гидрометеорологических исследований в предполагаемом районе строительства угольного терминала «Порт Вера» (мыс Открытый на восточном побережье Уссурийского залива, который является частью залива Петра Великого Японского моря).

Заданием предусматривалась постановка двух донных станций (одна ближе к берегу, вторая на большем удалении), которые включали измерители придонного гидростатического давления, предназначенные для регистрации ветрового волнения, а также акустического доплеровского измерителя течений.

Автономные измерители волнения и уровня АРВ-К14-1 (производство СКТБ «ЭлПА»), основанные на измерении придонного гидростатического давления, были установлены на глубинах около 21 м (датчик #100) и 8 м (датчик #92). На глубине 21 м на специальной раме был также установлен акустический доплеровский измеритель течений SonTek Argonaut XR [2]. На этой же раме был закреплен датчик придонного давления #100. Период измерений составил два месяца (с 16 сентября по 16 ноября 2014 г.). Полученные материалы использовались для оценки гидродинамических процессов в районе строительства порта – особенностей ветрового волнения (наличие двух станций позволяло оценить формирование инфрагравитационных волн – прибойных биений), распределений по грациям скорости и направлений суммарных, приливных и непериодических течений, а также вариаций уровня моря. Инструментальные исследования динамических процессов в прибрежной акватории сопровождалось измерениями метеорологических параметров, для чего на берегу была установлена автономная цифровая метеостанция.

Рассматривались вариации исходных (рис. 1), приливных и непериодических вариаций уровня моря. Исходные значения были приведены к нулевому среднему значению, приливные и непериодические колебания, соответственно, тоже. Расчет приливной составляющей и гармонических постоянных прилива основных приливных волн осуществлялся методом наименьших квадратов.



Рис. 1. График вариаций суммарного (измеренного) уровня моря. Район порта Вера.

В целом, приливы не играют определяющей роли в вариациях уровня моря в районе строительства терминала, на их долю приходится около 40% дисперсии (энергии) колебаний. Максимальное значение приливного уровня за период наблюдений (отсчитанное от нулевого среднего уровня) составило +13 см, наименьший уровень составил –16.7 см. Таким образом, экстремальные значения приливного уровня за период наблюдений составила в Балтийской системе высот 1977 г. (БСВ-77) –86 см и –115.7 см, соответственно.

Непериодические вариации имели более существенную величину, их средняя амплитуда составляла около 20 см, наивысшее значение непериодической составляющей уровня 22 см, наименьшее достигло –24.5 см (от нулевого среднего уровня). Это говорит о формировании в районе наблюдений слабого нагона и достаточно выраженного сгона. Экстремальные значения суммарного уровня составили 28.7 см и –32.4 см, максимальный размах колебаний достиг 61.1 см.

На рисунке 2 представлены графики спектральной плотности волнения на датчиках #100 и #92, рассчитанные по 4-часовому отрезку записи за 29.09.2014 г. Интенсивность волнения на данном отрезке была умеренной. В диапазоне ветрового волнения выделяются два максимума на периодах около 5.5 и 8 с (волны зыби) примерно одинаковой значимости на обеих станциях. На более удаленной станции #100 выделяется также сравнительно слабый максимум на периоде около 3 с, на прибрежном датчике #92 отметим подъем кривой спектральной плотности по сравнению с графиком на удаленной станции.



Рис. 2. Спектры волнения, рассчитанные по 4-часовому отрезку записи за 29.09.2014 г. на датчиках #100 и #92.

При штормовой ситуации 20 октября спектральные характеристики заметно отличались от рассмотренных выше, за исключением отклонения графиков спектральной плотности в высокочастотном диапазоне и наличия слабого максимума на удаленной станции. Максимум в спектре волнения, весьма острый пик на периоде 6.8 с, был несколько выше на удаленной станции, на периодах 10 – 20 с отмечен минимум волновой энергии, а на периодах 30 – 90 с ее заметное повышение. Здесь выделяются два максимума, на периодах около 80 и 60 с, причем на прибрежной станции уровень энергии был существенно выше, чем на удаленной. Когерентность на этих периодах высокая (резкое снижение отмечено на периоде около 50 с), сдвиг фаз на втором из пиков равен 2π , что, как и нулевой сдвиг, отвечает краевым захваченным волнам. Такой сдвиг охватывает широкий интервал периодов, от 60 до 44 с, то есть волновой захват характерен для весьма широкого диапазона инфрагравитационных волн (ИГ) волн. Более низкочастотный пик отвечает растущей фазе, то есть волнам, распространяющимся в сторону берега. Это относится и к сравнительно слабому пику с периодом около 150 с, как уже отмечалось выше, с данным видом ИГ волн ассоциируется явление «волнового нагона» – повышение уровня моря за счет влияния волнения.

Характер спектральных характеристик при штормовой ситуации 5 октября мало отличается от рассмотренной выше. Максимум в спектре ветрового волнения на обеих станциях приходился на период около 5.5 с, повышение энергии в диапазоне ИГ волн и наличие максимумов на периодах около 80 и 60 с было близко к ситуации 20 октября.

Когерентность в изучаемом диапазоне периодов была также высока, нулевой сдвиг фаз наблюдался в более широком диапазоне периодов, чем в рассмотренном выше случае, он охватывал интервал от 73 до 43 с. На периодах более 100 с на прибрежной станции пик выражен слабо, а на удаленной практически не выделяется.

Сходная ситуация наблюдалась и 13 ноября. В спектре волнения наиболее заметны расхождения между прибрежной и удаленной станциями, существенна разница и в периоде основного максимума (5.5 и 6.3 с, на первой он смещен в сторону более высоких частот). Повышение энергии в диапазоне ИГ волн выражено несколько слабее, возможно, за счет не такого явного минимума на периодах 10 – 20 с. Интервал периодов, в котором фазовый сдвиг равен 2π , более узкий (75 – 55 с), но зато имеется второй, близкий к отмеченному 29 сентября, на периодах 26 – 21 с.

В диапазоне ИГ волн уровень энергии достаточно низкий, пики выделяются слабо, что указывает на то, что в данной ситуации их формирование не было выражено. Когерентность в диапазоне ИГ достаточно высокая, за исключением узкого диапазона (42 – 43 секунд), на котором наблюдается ее провал. Фаза равномерно возрастала, что указывает на движение волн в сторону берега (с ними связывают явление «волнового нагона»).

Инфразвучивающие волны (прибойные биения) играют важную роль в формировании волнового поля в районе строительства угольного терминала. Причем присутствуют как краевые захваченные волны (периоды 45 – 60 с), так и распространяющиеся в сторону берега (80 – 90 с), аналогичное разделение было выявлено и у юго-восточного берега о. Сахалин [1]. Возрастание энергии в диапазоне ИГ волн (диапазон периодов 30 – 100 с) наблюдается только при штормовых ситуациях. Это возрастание в большей степени выражено на прибрежной станции, чем на удаленной. С захваченными краевыми волнами обычно связано формирование квазиритмических форм берегового рельефа – фестонов, однако из-за преобладания скального грунта вряд ли этот эффект имеет существенное значение. Наиболее важен, с точки зрения работы порта, учет возможности формирования связанных с краевыми волнами разрывных течений. С распространяющимися в сторону берега ИГ волнами связаны собственно прибойные биения – колебания у берега с периодом около полутора минут.

За период наблюдений, в целом характеризовавшийся сравнительно спокойными погодными условиями, отмечено несколько штормовых ситуаций, при которых на прибрежной станции значимая высота волны достигала 3 – 4 метров. Средний период волн колебался, главным образом, в пределах от 5 до 7 с, хотя, в некоторых случаях, увеличивался до 9 – 10 с, что указывает на подход низкочастотной зыби из открытого моря.

Вариации уровня моря сравнительно невелики, максимальный размах составил около 60 см. Приливы в изучаемом районе невелики (максимальный размах около 30 см) и имеют смешанный характер – вклад суточных и полусуточных волн практически одинаков. Непериодические вариации, обусловленные колебаниями приземного атмосферного давления и воздействием ветра, имели среднюю амплитуду около 20 см.

На рисунке 3 представлен график распределения скоростей течений на глубине 21 м.

В течениях явно преобладала непериодическая составляющая, приливные течения невелики. В распределении непериодических течений преобладали потоки южного румба, обусловленные антициклоническим характером циркуляции в Уссурийском заливе. Заметную роль играл также непосредственный отклик на воздействие ветра, ориентированного преимущественно по оси ССЗ-ЮЮВ. Максимальные скорости непериодических течений (как и суммарных) составляли около 40 см/с.

Подводя итоги проведенным исследованиям, можно констатировать, что были получены характеристики гидрометеорологических процессов в районе строительства угольного терминала «Порт Вера», необходимые для его безопасного проектирования.

Автор выражает благодарность генеральному директору ООО НПК «МорТрансНиш-Проект» Г.И. Литвиненко за согласие на публикацию полученных материалов.

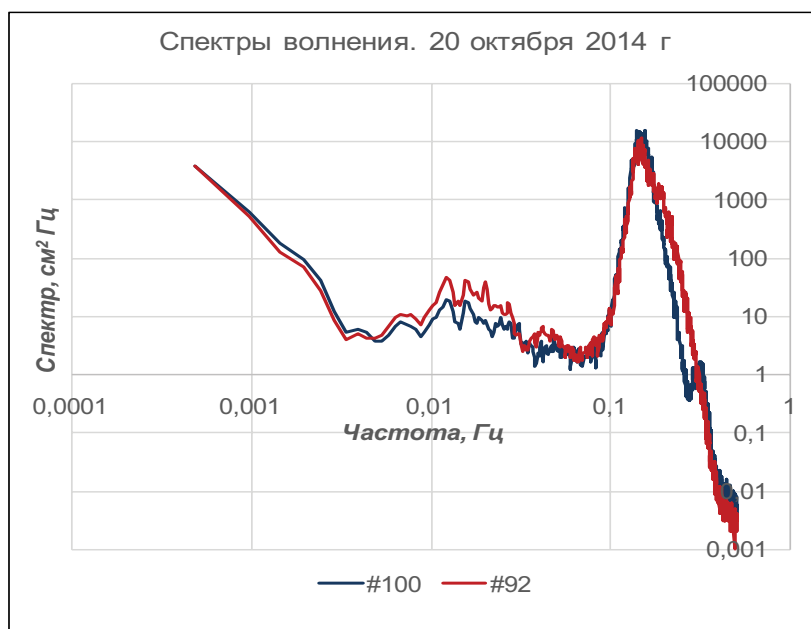


Рис. 3. Спектры волнения, рассчитанные по 4-часовому отрезку записи за 20.10.2014 г. на датчиках #100 и 92.

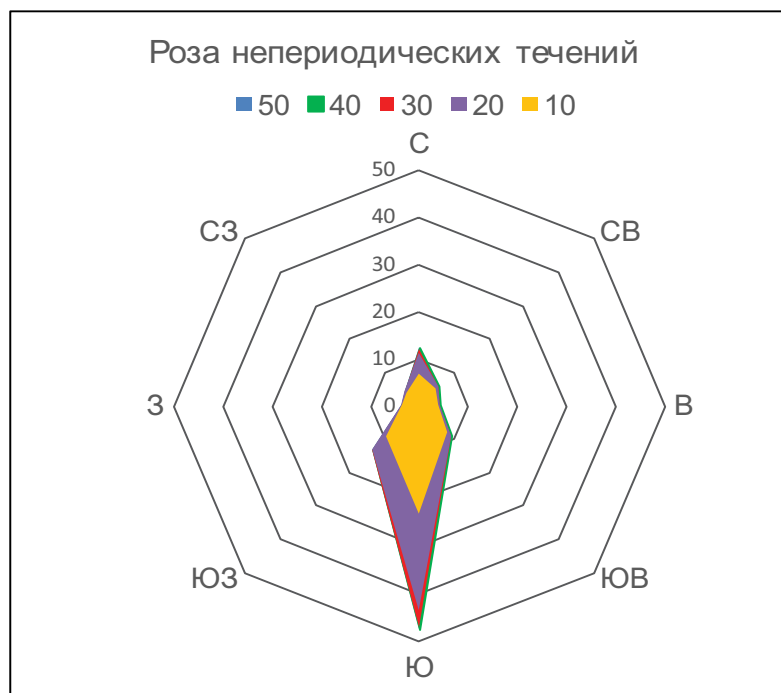


Рис. 4. Распределение скоростей течений по 8 румбам. Район порта Вера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковалев П.Д., Шевченко Г. В., Ковалев Д.П. Исследование динамики прибойных биений у юго-восточного побережья о. Сахалин // Метеорология и гидрология. 2006. № 9. С. 76-87.
2. <http://www.sontek.com> (дата обращения: 27.02.2015).

УДК 551.466.62+550.344.42 (265)

ОПЕРАТИВНЫЙ ПРОГНОЗ ЧИЛИЙСКОГО ЦУНАМИ 1 АПРЕЛЯ 2014 ГОДА*Ю.П. Королев*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;
Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск, Россия
y.korolev@imgg.ru

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясение с $M_w = 8.2$ произошло 1 апреля 2014 г. в 23:46:46 всемирного координированного времени (UTC) (2 апреля 10:46:46 сахалинского времени) у северного побережья Чили с эпицентром в точке с координатами 19.642° ю.ш., 70.817° з.д. [9]. На побережье Чили, Эквадора и Коста-Рики была объявлена тревога цунами и произведена эвакуация населения с опасных территорий. Возникшее цунами вызвало затопление ближайшего к очагу участка побережья Чили высотой более 2 м [9].

Несмотря на относительно невысокую магнитуду землетрясения, национальные службы предупреждения о цунами в Тихом океане (в том числе российская) находились в состоянии готовности в течение длительного времени. В частности, российская служба предупреждения о цунами приняла решение не объявлять тревогу цунами только по получении информации об амплитудах цунами на Гавайских островах, равных примерно 1 см [8].

Известно, что цунами, возникающие у побережья Чили, являются потенциально опасными для побережий российского Дальнего Востока. Во время Чилийского цунами 1960 г. от землетрясения с $M_w = 9.5$ на побережьях полуострова Камчатка и Курильских островов зарегистрированы заплески высотой до 7 м [9]. Во время Чилийского цунами 27.02.2010 г. от землетрясения с $M_w = 8.8$ ожидалось заметное цунами на Курильских островах, была объявлена тревога цунами, произведена эвакуация населения. К счастью, волны с амплитудами около 1 м не вызвали разрушений и не привели к человеческим жертвам [1].

Цунами относятся к немногим стихийным бедствиям, опасность которых возможно прогнозировать, своевременно объявлять тревогу и организовывать эвакуацию населения.

Действующий в настоящее время регламент, основанный на магнитудном критерии, не дает количественной информации об ожидаемом цунами, не позволяет объявлять дифференцированную по отдельным пунктам тревогу, что приводит к значительному числу ложных тревог.

Проблема оперативного прогноза цунами заключается в том, чтобы службы предупреждения объявляли не только обоснованные общие тревоги, но и дифференцированные по степени опасности для конкретных участков побережий. Идеально тревога цунами должна объявляться только в тех пунктах, в которых цунами представляет реальную опасность, и сопровождаться информацией о времени прихода первой волны, о высотах волн, их количестве и интервалах времени между ними и об ожидаемом времени окончания цунами (отбой тревоги цунами). На основе именно этих соображений Межправительственная океанографическая комиссия ЮНЕСКО в 2013 году сформулировала определение понятия «оперативный прогноз цунами» [4].

В настоящее время прогноз цунами возможен на основе информации о сформировавшемся цунами, получаемой в открытом океане. С появлением такого инструмента, как глубоководные донные станции измерения гидростатического давления (система DART [8]), позволяющего измерять уровень водной поверхности океана с точностью до миллиметров, реализация идеи, предложенной в конце 60-х гг. прошлого века, возможна [2, 5, 7].

Для оперативного прогноза цунами требуется сейсмологическая информация только о времени главного толчка и координатах эпицентра землетрясения и информация о цунами от глубоководной станции системы DART [2, 5].

Результатом являются время прихода и форма ожидаемого цунами в заданных пунктах. Достаточно большая длительность прогноза позволяет учесть возможные вторичные волны, нередко имеющие амплитуды, значительно превышающие амплитуды головных волн, а также оценить длительность возможной тревоги цунами.

На основании полученной информации принимается решение об объявлении тревоги цунами только в тех пунктах, в которых цунами представляет реальную угрозу, причем, с оптимальной для каждого пункта заблаговременностью.

Способ оперативного предупреждения о цунами применялся для ретроспективного прогноза произошедших ранее цунами [3, 5]. Результаты демонстрируют вполне хорошее совпадение форм расчетных и зарегистрированных цунами как в открытом океане, так и вблизи населенных пунктов Курильских островов.

ПРОГНОЗ ЧИЛИЙСКОГО ЦУНАМИ 1 АПРЕЛЯ 2014 Г.

Прогноз Чилийского цунами 1 апреля 2014 г. выполнен в режиме, близком к режиму реального времени.

На рисунке 1 представлена схема расположения станций системы DART в Тихом океане, а также защищаемых пунктов на Курильских островах.

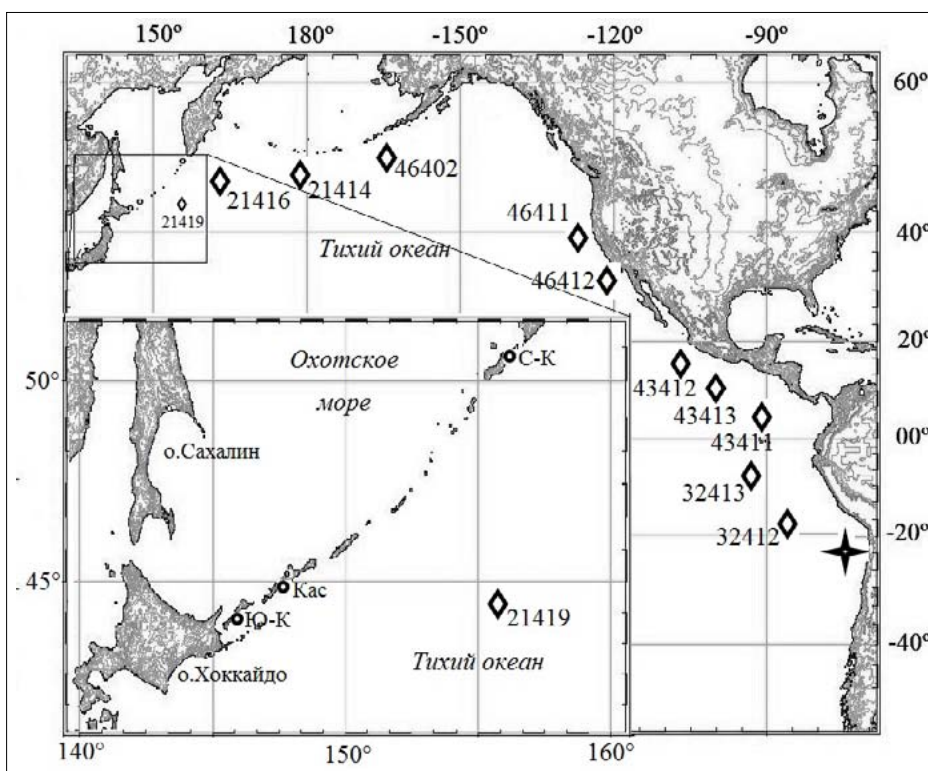


Рис. 1. Схема расположения станций системы DART. Звездочкой отмечен эпицентр землетрясения 1 апреля 2014 г. Символом \diamond обозначены положения станций системы DART. На врезке обозначено: \circ С-К – Северо-Курильск, \circ Кас – зал. Касатка вблизи пос. Буревестник, \circ Ю-К – Южно-Курильск.

Расчет проводился для точек в океане, в которых находятся станции системы DART, а также вблизи Северо-Курильска (о. Парамушир), Южно-Курильска (о. Кунашир) и портпункта Буревестник в зал. Касатка (о. Итуруп).

К моменту начала выработки прогноза (2 апреля около 20 час сахалинского времени) были доступны данные об уровне океана станций DART 32412, 32413, 32411, 43412 и 43413 [8]. Данные станции DART 32413 взяты в качестве опорных, на основе которых выполнен прогноз в точках в океане и вблизи пунктов Курильских островов. Сравнение расчетов с данными

станций DART 43412 и 43413 показало их адекватность и позволило рассчитывать на достаточно точный прогноз для района Курильских островов. Сравнение результатов расчета с фактическими данными в других точках произведено 2 – 3 апреля 2014 г. после прохождения цунами через эти точки.

Результаты расчетов в некоторых точках представлены на рисунке 2.

При распространении от Калифорнии вдоль западного побережья США, вдоль Алеутских островов до Курильских островов и Японии цунами оставалось практически неизменным: сохранялась форма волны, амплитуда, составлявшая 0.5 см. Те же форма и амплитуда прогнозировались для точки, где находится станция DART 21416, не зарегистрировавшая цунами.

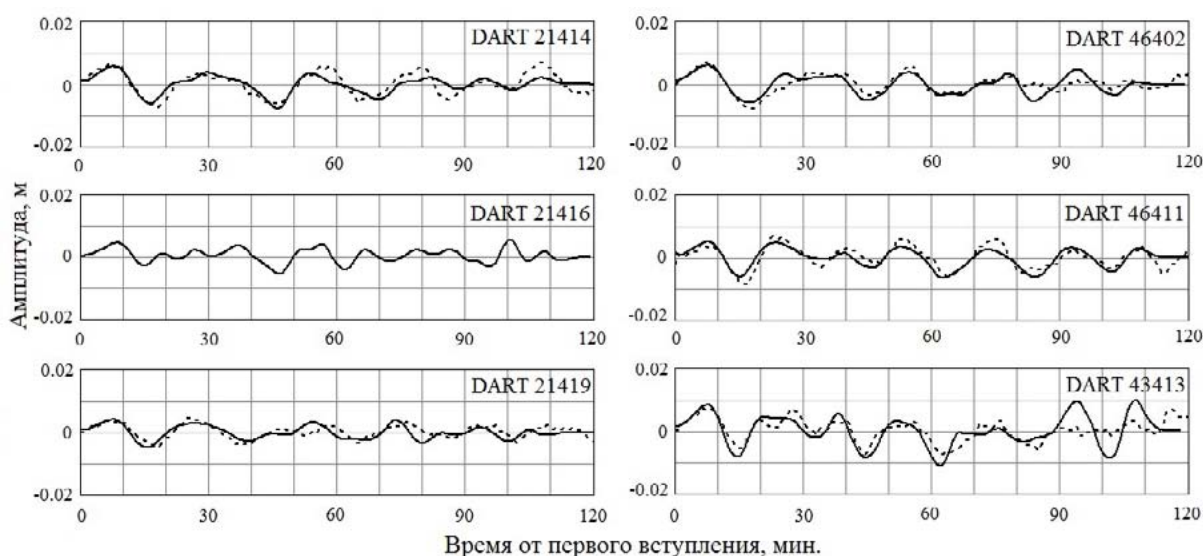


Рис. 2. Расчетные и зарегистрированные формы цунами в океане.

Сплошная линия – прогноз, пунктир – фактические данные (получены, за исключением данных DART 43413, 3 апреля 2014 г. после прохождения цунами).

Сравнение результатов расчета с формами зарегистрированного цунами в открытом океане станциями DART подтверждает возможность использования метода для оперативного прогноза цунами.

ПРОГНОЗ ЦУНАМИ ДЛЯ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Предварительный прогноз для населенных пунктов на Курильских островах был выполнен 2 апреля около 21 час сахалинского времени, за 10 часов до ожидаемого прихода цунами, исходя из аналогии с Чилийским цунами 2010 г. Это цунами было зарегистрировано ближайшей к Курильским островам станцией DART 21416, а также в Северо-Курильске. Максимальные амплитуды цунами 2010 г. на станции DART 21416 составляли около 5 см, в Северо-Курильске – 1 м. Коэффициент усиления составил около 20 [6].

Расчетное цунами 2014 г. на ближайших к Курильским островам станциях DART 21419 (позднее подтвержденное инструментальными измерениями, рис. 2) и DART 21416 должно иметь амплитуду около 0.5 см.

Таким образом, исходя из прогноза на станции DART 21416 и коэффициента усиления равного 20, в Северо-Курильске 3 апреля 2014 г. в 07:34 сахалинского времени следовало ожидать цунами с максимальной амплитудой около 10 см, в других пунктах Курильских островов – не более 5 см.

Несколько позднее, после перехода на сетку с меньшим шагом 900 м на широте 45° с.ш. и завершения расчетов, для пунктов Курильских островов получены формы ожидаемого цунами (рис. 3). Длительность второго этапа расчета – около 1 часа. Уточненный прогноз выполнен за 9 часов до ожидаемого прихода цунами в населенные пункты Курильских островов.

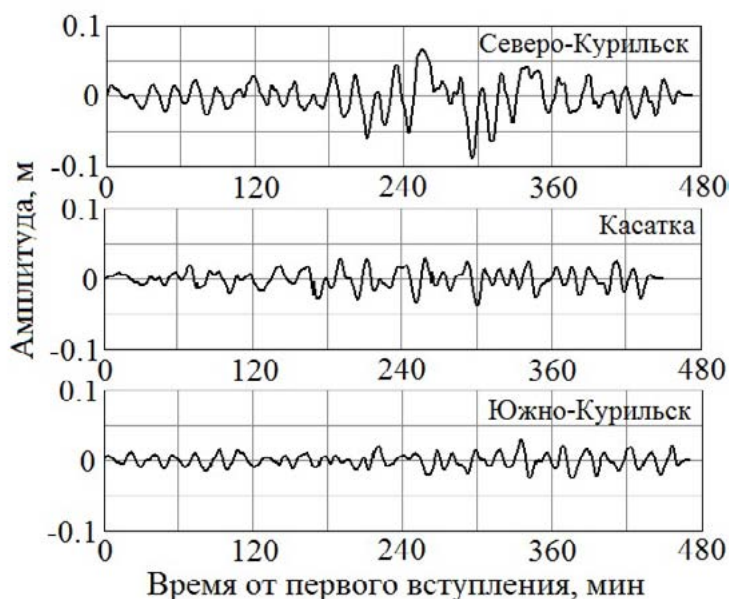


Рис. 3. Прогноз цунами вблизи пунктов Курильских островов.

В Южно-Курильске, о. Кунашир (точка Ю-К на рисунке 1 на расстоянии 5.4 км к востоку от порта, глубина воды в этой точке 29 м), прогнозировались волны амплитудой до 3 см, ожидаемое время прихода цунами 3 апреля 2014 г. в 08:28 сахалинского времени.

В пос. Буревестник, зал. Касатка, о. Итуруп (точка Кас на рисунке 1 на расстоянии 2.1 км к северу от порта, глубина воды 30 м), ожидалась волны амплитудой до 4 см, с временем прихода цунами 3 апреля 2014 г. в 08:12.

В Северо-Курильске, о. Парамушир (точка С-К на рисунке 1 на расстоянии 1.1 км к востоку от порта, глубина воды 16 м), прогнозировались головные волны амплитудой до 4 см, время прихода цунами 3 апреля 2014 г. в 07:34. Структура прогнозированной волны цунами в Северо-Курильске аналогична структуре цунами 2010 г.: приход волн с максимальными амплитудами до 8 см с запозданием относительно первого вступления на 3.5 часа.

Следует заметить, что прогнозирование цунами выполнялось путем последовательного применения не связанных друг с другом программ, составленных разными авторами. Тем не менее, несмотря на неоптимальный процесс расчетов, задержку начала расчетов относительно момента времени землетрясения на 9 часов, прогноз был выполнен в режиме, близком к режиму реального времени.

В случаях близких цунами момент выработки прогноза определяется временем пробега цунами до точки регистрации в открытом океане (станцией DART) плюс время для идентификации цунами (первый период/полупериод длительностью около 15 минут). Все вспомогательные расчеты, будучи начатыми сразу после регистрации землетрясения, выполняются в пределах времени пробега цунами до точки регистрации станцией DART.

Таким образом, прогноз цунами для пунктов Курильских островов, выполненный 2 апреля в 22 часа, хорошо совпадает с предварительным прогнозом.

Оценка амплитуды волн от указанных расчетной точки С-К к берегу практически до уреза воды дает увеличение амплитуд до 10 – 25 см. Это подтверждает, что цунами не представляло опасности для защищаемых населенных пунктов и тревогу цунами объявлять не следовало.

Визуальные наблюдения Л. Котенко за уровнем моря примерно в 1 км к югу от порта Северо-Курильск показали приход цунами с максимальной амплитудой около 20 см на урезе воды.

Визуальные свидетельства проявления цунами в Буревестнике и Южно-Курильске отсутствуют.

К сожалению, сравнить прогноз с реальным цунами на основе инструментальных наблюдений не представляется возможным: регистраторы службы предупреждения о цунами в указанных пунктах были демонтированы летом 2013 года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прогноз Чилийского цунами 1 апреля 2014 г. впервые в России выполнен практически в режиме реального времени. Сравнение результатов расчета цунами в океане с данными станций DART демонстрирует достаточно высокую точность расчета волновых форм.

Прогноз амплитуд ожидаемого цунами на Курильских островах дал незначительную их величину - в основном до 4 см, приход максимальных волн с амплитудой до 8 см в Северо-Курильске с задержкой около 3.5 час. Результат получен за 10 часов до прихода волны к побережью Курильских островов. На основании этих расчетов возможно было принятие решения не объявлять тревогу цунами.

Результаты показывают, что качество прогноза на основе предложенного способа достаточно для принятия решения об объявлении тревоги цунами, причем имеется возможность заранее определить те пункты, в которых цунами представляет реальную угрозу.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 13-07-00412.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ивельская Т.Н., Храмушин В.Н., Шевченко Г.В. Чилийское цунами 27 февраля 2010 года: Проверка состояния службы предупреждения // Проблемы анализа риска. 2010. Т. 7, № 2. С. 30-42.
2. Королев Ю.П. Расчет цунами по измерениям уровня моря в удаленных точках при оперативном прогнозе // Океанология. 2004. Т. 44, № 3. С. 373-379.
3. Королев Ю.П., Ивельская Т.Н. Совершенствование оперативного прогноза цунами и тревоги цунами. Анализ последних цунами // Проблемы анализа риска. 2012. Т. 9, № 2. С. 76-91.
4. Intergovernmental Oceanographic Commission. Revised Edition 2013. Tsunami Glossary, 2013. Paris, UNESCO. IOC Technical Series, 85. (English.) (IOC/2008/TS/85rev), http://ioc-unesco.org/index.php?option=com_oe&task=viewDocumentRecord&docID=10442 (дата обращения: 14.03.2015).
5. Korolev Yu. P. An approximate method of short-term tsunami forecast and the hindcasting of some recent events // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 3081-3091. DOI:10.5194/nhess-11-3081-2011.
6. Shevchenko G., Ivetskaya T., Loskutov A., Shishkin A. The 2009 Samoan and 2010 Chilean Tsunamis Recorded on the Pacific Coast of Russia // Pure and Applied Geophysics. 2012. Vol. 170. P. 1511-1527. DOI: 10.1007/s00024-012-0562-9.
7. Titov, V.V. Tsunami Forecasting. In: The Sea, Vol. 15 (eds. E.N. Bernard and A.R. Robinson). Cambridge, MA and London, England: Harvard University Press, 2009. P. 367-396.
8. <http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml> (дата обращения: 14.03.2015).
9. <http://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=70&d=7> (дата обращения: 14.03.2015).

УДК 551.466.62

ОЦЕНКА ЦУНАМИОПАСНОСТИ РАЙОНА ПЛАНИРУЕМОГО СТРОИТЕЛЬСТВА АЭС НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВЬЕТНАМА

Е.А. Куликов, А.И. Иващенко, И.П. Медведев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
kulikove@ocean.ru

Вьетнам планирует к 2030 году ввести в строй до 15 ГВт атомных мощностей и определил ряд площадок для строительства АЭС. Первые четыре блока будут размещаться в провинции Нинь Тхуан (Ninh Thuan) в южной части Центрального Вьетнама (рис. 1). Два блока построят российские компании, остальные два – японские. Ввод первого из них в эксплуатацию планируется в 2020 году, на тот же год предварительно намечено начало строительства японских блоков [4]. После трагических событий на АЭС «Фукусима-Дайичи» в Японии в марте 2011 г. обеспечению безопасности АЭС по отношению к внешним воздействиям природного характера, таким как землетрясения и цунами, уделяется самое серьезное внимание. Анализ причин тяжелой аварии на АЭС «Фукусима-Дайичи» вскрыл два источника ошибок при проектировании и строительстве АЭС [1].

Первый источник ошибок состоял в недооценке вероятности и высоты возникающих цунами для площадки АЭС «Фукусима-Дайичи». Вероятность возникновения землетрясения с магнитудой $M_w \sim 9$ в районе Тохоку даже не рассматривалась, вследствие чего высота «проектного цунами» на площадке АЭС (6.5 м) оказалась в два раза меньше фактически наблюдавшейся при землетрясении Тохоку 2001 г. Не были учтены в должной мере результаты исследований палеоцунами в Японии [7, 12], которые показывали, что катастрофические цунами проявлялись в районе Тохоку в прошлом, и давали оценку среднего периода их повторения в этом районе $T \sim 10^3$ лет. Второй источник ошибок заключался в неполном по спектру учитываемых событий вероятностном анализе безопасности (ВАБ), выполненном для АЭС «Фукусима-Дайичи». Оценка частоты возможной тяжелой аварии $\sim 10^{-6} - 10^{-5}$ 1/год была получена с учетом в основном внутренних причин, могущих привести к аварии, но неучёт событий цунами с частотой $\sim 10^{-4} - 10^{-3}$ 1/год сделал этот ВАБ бесполезным, так как он не выявил основного вкладчика в риск тяжелой аварии – опасного цунами. Один из уроков Фукусимы состоит в том, что для обеспечения необходимого уровня безопасности АЭС нужно исследовать, в числе прочих, и менее вероятные, но более интенсивные внешние воздействия, и возможные их сочетания.

В работе рассматривается участок вьетнамского побережья Южно-Китайского моря в провинции Нинь Тхуан, на котором планируется разместить один из блоков будущей АЭС. Южно-Китайское море (ЮКМ), вместе с прилегающей к нему с юга системой морей, представляет собой довольно замкнутый бассейн, связанный с Индийским и Тихим океанами через проливы шириной от 250 км (севернее Лусона) до нескольких километров (Малаккские проливы) (рис. 1). Регион ограничен активными зонами субдукции: на западе и юге – Зондской, а на востоке граница между Зондской плитой и плитой Филиппинского моря разбита на множество отдельных сегментов, составляющих протяженную зону субдукции – от Тайваня на севере до острова Минданао на юге. В зонах субдукции возникает большинство сильных и катастрофических землетрясений и цунами [6, 9].

Достоверные исторические сведения о проявлениях цунами на побережье Вьетнама отсутствуют, кроме нескольких упоминаний об аномальных изменениях уровня моря высотой 2 – 3 м, которые были похожи на проявления цунами [2]. Этих данных недостаточно для статистического анализа и вероятностной оценки риска цунами на побережье, поэтому для таких районов применяется сценарный подход, состоящий в численном моделировании генерации и распространения волн цунами от наиболее вероятных сейсмических источников. Этот подход используется и в данной работе.

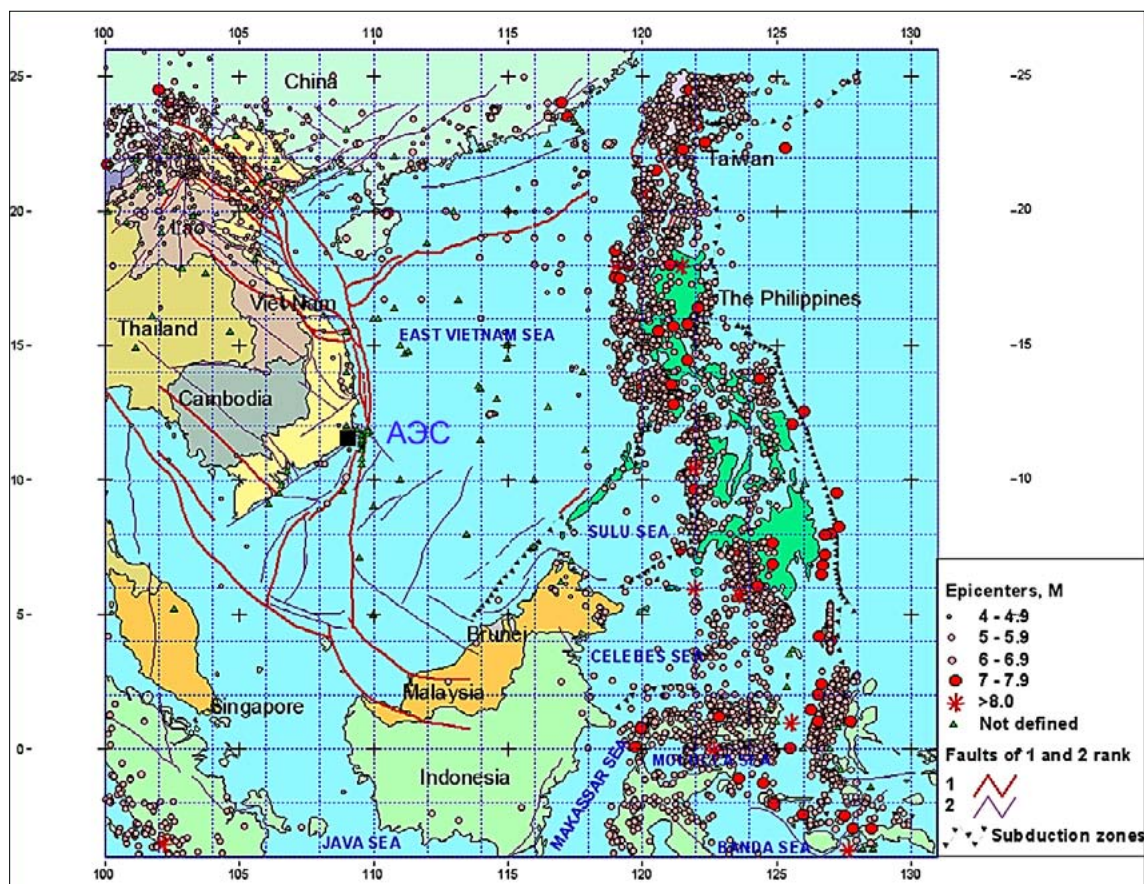


Рис. 1. Сейсмотектоническая карта юго-востока Азии, согласно [10]. Показаны эпицентры исторических землетрясений, зоны субдукции и активные разломы. Черный квадрат – площадка АЭС.

Проанализирована сейсмичность акватории Южно-Китайского моря и его окружения и выделены зоны очагов землетрясений, которые могут генерировать опасные волны цунами на побережье Вьетнама в районе АЭС Нинь Тхуан. Оценены повторяемость землетрясений и параметры очагов, необходимые для моделирования процесса генерации цунами, разработаны различные сценарии возникновения опасных землетрясений, которые используются для получения оценок ожидаемых высот цунами на рассматриваемом участке побережья с разной повторяемостью. При выделении очагов потенциальных цунамигенных землетрясений сейсмическая активность рассматривалась на трех масштабных уровнях: а) локальном, в радиусе 100 – 300 км от площадки АЭС; б) региональном, в регионе Южно-Китайского моря (ЮКМ) и в) глобальном, в Тихом и Индийском океанах.

Локальные источники цунами вблизи побережья Вьетнама детально изучались вьетнамскими исследователями [2, 10]. Зоны возможной генерации цунами расположены достаточно близко к площадке АЭС, но их сейсмический потенциал невысок ($M_w \leq 6.8 - 7.0$), а движения в очагах землетрясений имеют характер горизонтальных сдвигов, что препятствует эффективной генерации цунами. Согласно численным расчетам, высоты цунами в районе площадки АЭС, генерируемых локальными источниками, не превышают 1 – 2 м. Аналогичная оценка была получена и для цунами от потенциальных землетрясений с магнитудами $M_w \sim 7.0 - 7.5$ из зоны сдвиговых разломов, протянувшейся в северо-восточном направлении южнее о. Хайнань (рис. 1). Слабо проявляются на побережье ЮКМ и цунами от удаленных источников. Например, известно, что катастрофические цунами Тихого океана, такие как Перуанское 1868 г. или Чилийское 1960 г., проявились в бассейне ЮКМ с высотой волн всего в несколько дециметров. Численные расчеты показывают, что цунами от землетрясений с магнитудой $M_w \geq 9$ из Яванского желоба и от землетрясений с $M_w \sim 8.5 - 9.0$ из районов желобов Рюкю и Филиппинского также не представляют серьезной угрозы для площадки АЭС Нинь Тхуан [2, 9, 11].

Наиболее опасной для побережья Вьетнама зоной генерации цунами является область Манильского желоба в ЮКМ, где Зондская плита с океанической корой погружается в восточном направлении под плиту Филиппинского моря со скоростью от 7 до 9 см/год. В рельефе дна зона субдукции выражена в виде Манильского желоба, протягивающегося от Тайваня на севере и до о-вов Палаван на юге на расстояние около 1200 км и достигающего глубины 4.5 км. По неполным данным, с 1589 по 2005 гг. в Манильской зоне субдукции произошло, по меньшей мере, 6 землетрясений, вызвавших разрушительные цунами высотой 1 – 4 м у западного побережья Филиппин [10], но ни одно из них не было отмечено на побережье Вьетнама. В работе [9] выполнена оценка цунамиопасности побережья Южно-Китайского моря для 13 сценариев генерации волн сейсмическими источниками с магнитудами M_w от 7.5 до 8.6, в том числе для трех сценариев генерации цунами в районе Манильского желоба. Первый из этих трех сценариев моделирует историческое землетрясение 14.02.1934 г. с магнитудой $M_w \approx 7.5 \pm 0.2$, и на подавляющей части побережья Южно-Китайского моря волны цунами оказались порядка 10 см по высоте. Однако, согласно расчетам для гипотетического мега-землетрясения с магнитудой $M_w = 8.5 - 8.6$ в районе Манильского желоба, района Нинь Тхуан могут достигать волны высотой 4 – 5 м с периодом повторения 500 – 1000 лет [2, 6, 9–11].

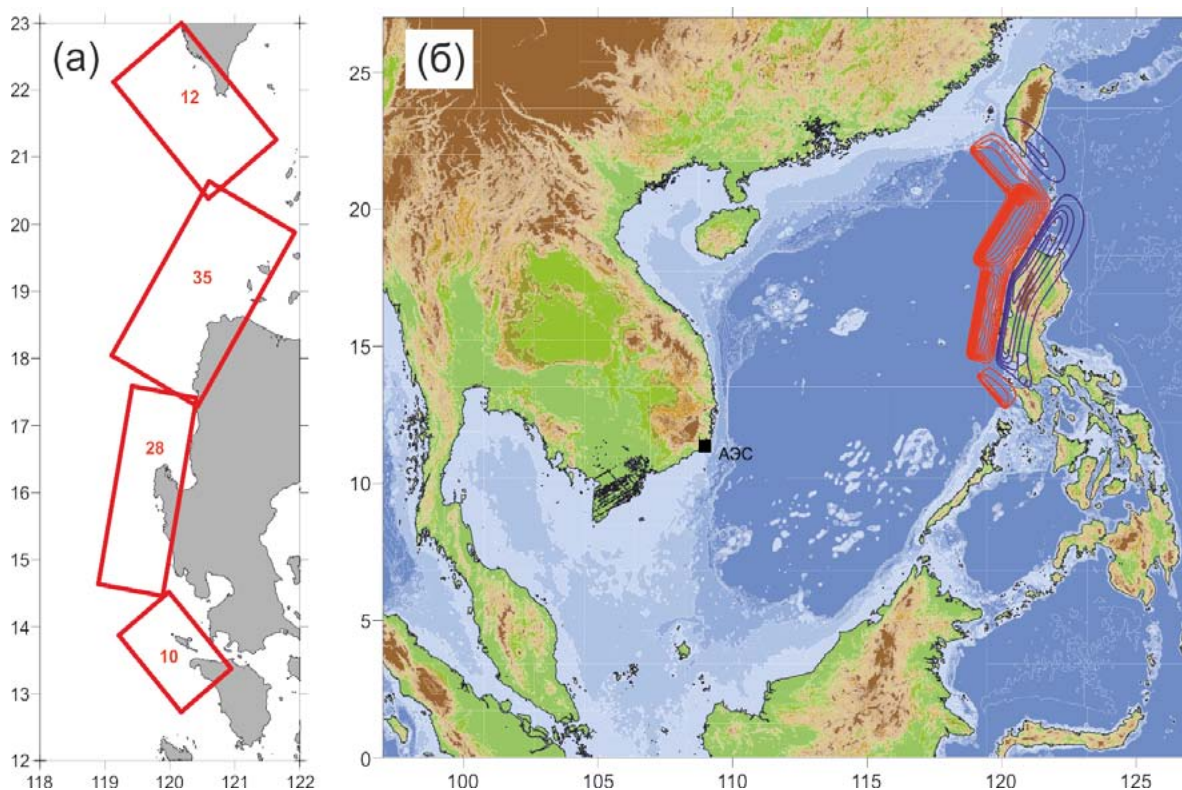


Рис. 2. (а) Очаг гипотетического мега-землетрясения с $M_w \approx 9.3$, состоящий из четырех сегментов. Цифрами указаны смещения в метрах вдоль плоскостей разрыва для каждого сегмента (красные прямоугольники). (б) Вертикальные смещения дна, рассчитанные по модели Окада [8]. Изолинии проведены через 1 м, красный цвет обозначает поднятие дна, синий – опускание.

При определении максимальной возможной магнитуды цунамигенного землетрясения в Манильской зоне субдукции и его повторяемости, оценки этих параметров сильно различаются у разных авторов. Так, предельная магнитуда землетрясения оценивается величиной от $M_w \approx 8.5$ до $M_w \approx 9.3$ [2, 6, 9–11]. Сейсмические источники такого масштаба характеризуются протяженностью разрыва в очаге $L \sim 400 - 1200$ км, величиной максимальных смещений по разрыву $D_{max} \sim 16 - 40$ м, а амплитуды волн цунами в дальней зоне могут в среднем различаться примерно в три раза. Еще большей неопределенностью характеризуются оценки повторяемости сильнейших землетрясений.

Среди различных моделей цунамигенных сейсмических источников в районе Манильского желоба, выделим те, в которых длина зоны разрывов ограничена линейными сегментами без резких изгибов, что разумно с физической точки зрения. В качестве реалистичного «проектного» события для площадки АЭС мы выбрали сейсмический источник в виде самого протяженного прямолинейного сегмента, вытянутого вдоль Манильского желоба с магнитудой $M_w = 9.0$, размерами очага $L \times W = 575 \times 190$ км², средним смещением по разрыву $D_{av} = 8$ м и максимальным смещением $D_{max} \sim 40$ м (эти параметры близки к параметрам землетрясения Тохоку 2011 г.). Механизм очага отвечает поддвигу океанической литосферы Южно-Китайского моря под Филиппинскую островную дугу по пологой поверхности с углами падения $\delta = 10^\circ - 25^\circ$. Средний период повторяемости таких событий, по-видимому, составляет 500 – 1000 лет, судя по скорости сближения плит. Физически возможно и возникновение в районе Манильского желоба землетрясения с $M_w \sim 9.3 - 9.4$ при условии одновременного (каскадного) разрушения всех сегментов зоны субдукции общей протяженностью около 1200 км [6, 11] (рис. 2). Подобный сценарий можно рассматривать как «запроектное» (крайне маловероятное, но физически возможное) событие, и его следует учитывать при вероятностном анализе безопасности АЭС.

Для численного моделирования генерации цунами в данной работе использовалась разновидность модели TUNAMI [5], в которой реализована конечно-разностная аппроксимация линейных уравнений мелкой воды в координатах, соответствующих меркаторской проекции [3]. В начальный момент времени задавалось отклонение свободной поверхности океана $\eta_0(x, y)$, которое принималось равным вертикальному остаточному смещению дна в результате землетрясения, рассчитанному по алгоритму Окада [8]; на свободной границе принималось условие излучения, а на берегу – условие непротекания. Область расчета была выбрана в виде прямоугольника с шагом $0.5'$ (≈ 1 км), для аппроксимации батиметрии использовался массив глубин GEBCO с разрешением $0.5'$. Расчеты выполнялись для 17 различных сценариев генерации цунами в Южно-Китайском море. Результаты расчетов для наиболее опасных по отношению к площадке АЭС сценариев генерации цунами в Манильском желобе приведены в таблице 1.

Таблица 1. Максимальные и минимальные значения уровня моря в районе АЭС для наиболее опасных сценариев генерации цунами в Манильском желобе

Сценарий (район очага)	Период повторяемости, лет	Магнитуда землетрясения	Макс. высота, м	Мин. высота, м
С2 (западнее Лусона)	200	8.5	1.9	-2.0
С5 (западнее Лусона)	260	8.6	2.2	-2.6
С16 (западнее Лусона)	670	9.0	6.2	-5.4
С17 (Манильский желоб)	1350	9.3	6.7	-7.2

Для анализа процесса потенциального заливания (и осушки) волной цунами участка побережья в районе АЭС был сгенерирован массив глубин с горизонтальным разрешением 20 м, для расчета которого использовались данные о глубинах морского дна и высотах суши, предоставленные Заказчиком. Генерация регулярной сетки глубин/высот с шагом по горизонтали 20 м выполнялась по методу кригинга с помощью программы Surfer.

С учетом возможного совпадения момента прихода волны цунами с проявлением экстремальных метеорологических факторов (сгонно-нагонных явлений) и экстремальных фаз приливов (сизигийного и квадратурного) следует внести «поправку» ± 2.74 м. В этом случае максимальное и минимальное значение проектной отметки затопления площадки волной цунами составит около 9 м, а осушки (-8) м.

Пример полученного для площадки АЭС расчетного распределения максимальных и минимальных отметок уровня моря в случае совпадения прихода волн цунами (сценарий С17) с наступлением полной воды прилива и штормового нагона показан на рисунке 3.

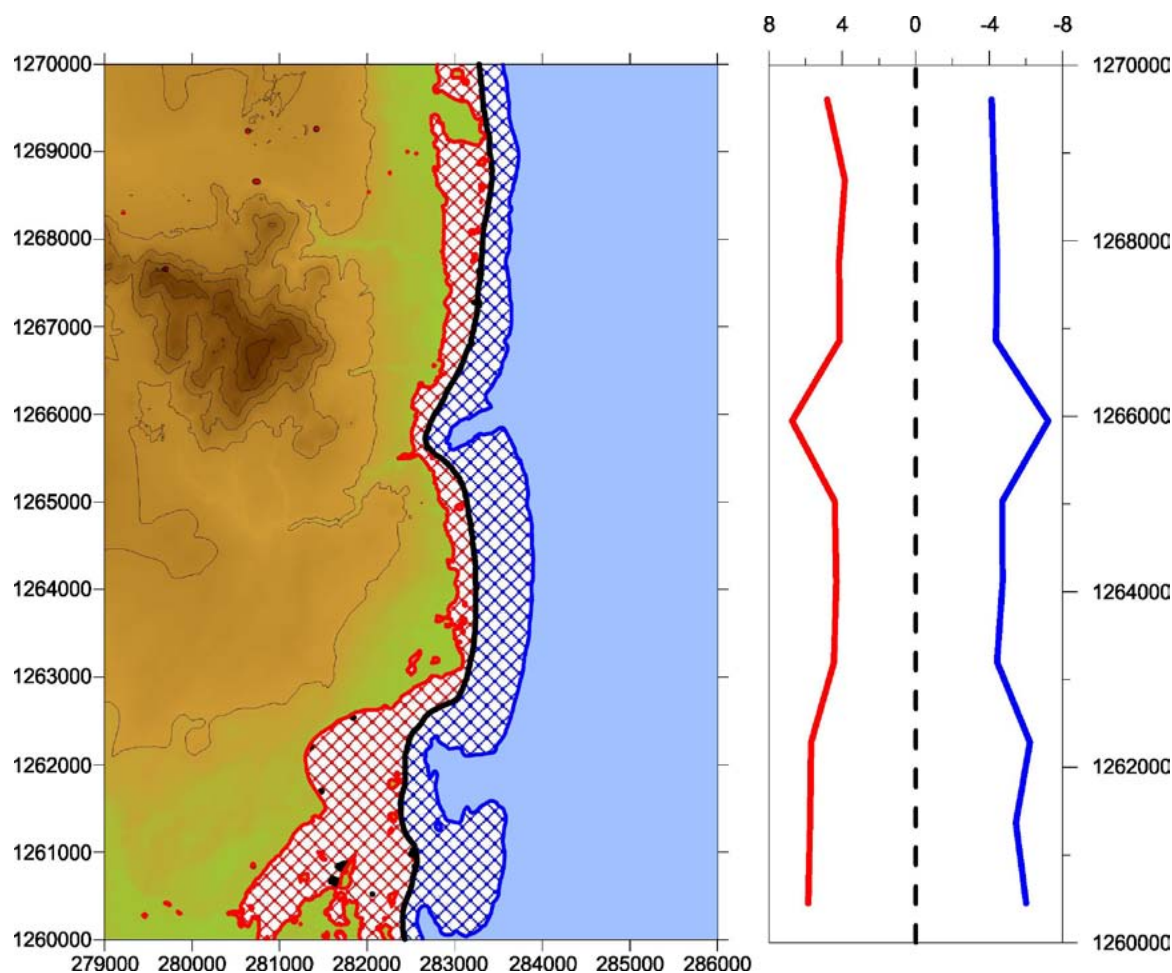


Рис. 3. Распределение максимальных и минимальных отметок уровня моря (справа, в м) при совпадении прихода волны цунами (сценарий С17) с наступлением полной воды прилива и штормового нагона в районе площадки АЭС. Слева: область затопления площадки отмечена красной штриховкой, а область осушки – синей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ланкин М.Ю., Хамаза А.А., Шарафутдинов Р.Б., Мирошниченко М.И. О некоторых аспектах обоснования безопасности атомных станций. Уроки аварии на АЭС «Фукусима-Дайичи» // Ядерная и радиационная безопасность. 2012. № 1 (63) http://www.secnrs.ru/publications/nrszine/1_63_2012/uroki_avarii.php (дата обращения: 26.02.2015).
2. Ca, V.T., Xuyen, N.D. Tsunami risk along Vietnamese coast // J. Water Resour. Environ. Eng. 2008. Vol. 23. P. 24-33.
3. Fine, I.V., Rabinovich, A.B., Thomson, R.E., Bornhold, B.D., Kulikov, E.A. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929; preliminary analysis and numerical study // Marine Geology. 2005. Vol. 215. P. 45-57.
4. Российское атомное сообщество. <http://www.atomic-energy.ru/news/2012/07/18/34886> (дата обращения: 26.02.2015).
5. Imamura, F. Review of tsunami simulation with a finite difference method // Long-wave runup models / Ed. H. Yeh. 1996. P. 25-42.
6. Megawati, K., Shaw, F., Sieh, K., Huang, Z., Wu, T.R., Lin, Y., Tan, S.K., Pan, T.C. Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea. Part I. Source characterization and the resulting tsunami // J. Asian Earth Sci. 2009. Vol. 36, No. 1. P. 13-20.

7. Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y., Iwashita, T. The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan // J. Nat. Disaster Sci. 2001. Vol. 23, No 2. P. 83-88.
8. Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seism. Soc. Am. 1985. Vol. 75. P. 1135-1154.
9. Okal, A.E., Synolakis, C.E., Kalligeris N. Tsunami simulation for regional sources in the South China and adjoining seas // Pure Appl. Geophys. 2011. Vol. 168. P. 1153-1173.
10. Phuong, N.H., Que, B.C., Xuyen, N.D. Investigation of tsunami sources, capable of affecting the Vietnamese coast // Nat. Hazards. 2012. Vol. 64, N. 1. P. 311-327.
11. Phuong, N.H., Que, B.C., Phuong, V.H., Truyen, P.T. Scenario-based tsunami hazard assessment for the coast of Vietnam from the Manila Trench source // Phys. Earth Planet. Inter. 2014. Vol. 236. P. 95-108.
12. Satake, K., Sawai, Y., Shishikura, M., Okamura, Y., Namegaya, Y., Yamaki, S. Tsunami source of the unusual AD 869 earthquake off Miyagi, Japan, inferred from tsunami deposits and numerical simulation of inundation // Proc. Am. Geophys. Union Fall Meeting, 2007.

УДК 551.465.53

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В РАЙОНЕ КИРИНСКОЙ МОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ

О.В. Кусайло¹, В.Н. Частиков¹, Г.В. Шевченко²

¹Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Южно-Сахалинск, Россия;

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
o.kusaylo@sakhniro.ru

Инструментальные измерения скорости и направления морских течений являются обязательным видом работ при проведении инженерно-гидрометеорологических изысканий в районах морских нефтегазоносных площадей. Во-первых, течения во многом определяют возможные нагрузки (в том числе и ледовые) на буровые платформы или иные объекты нефтегазового комплекса на шельфе. Во-вторых, преобладающие в различные сезоны года течения определяют возможные направления распространения загрязняющих веществ в случае аварийных ситуаций. Продолжительные (с июля по октябрь) измерения течений выполнялись ФГУП «Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии» на Киринской нефтегазоносной площади в 2009, 2010 [1] и 2014 гг. в рамках программы экологического мониторинга по заказу ООО «Газфлот» (рис. 1). Во всех случаях измерения выполнялись при помощи акустического доплеровского профилографа ADP SonTek, который устанавливался на дне моря в специальной раме из нержавеющей стали. Глубина моря в районе проведения работ составляла 80 – 120 м. Измерялись течения на всех горизонтах от дна до поверхности.

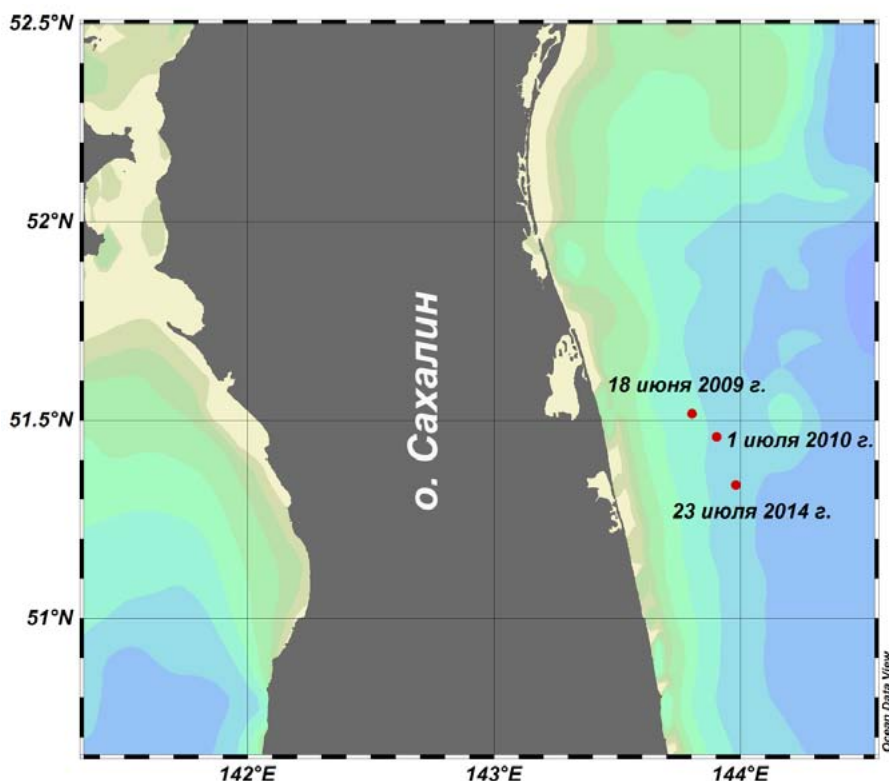


Рис. 1. Карта постановок измерителей течений в 2009, 2010 и 2014 гг.

В 2009 и 2014 гг. были зафиксированы аномальные непериодические течения со скоростями до 300 см/с, а в 2010 году скорость достигла 400 см/с. Эти течения отмечались летом, в июле – августе. К осени их интенсивность снижалась до обычного уровня (хотя обычно на северо-восточном шельфе о. Сахалин усиление течений наблюдается именно в осенний период). Смена направления течения происходила в среднем через двадцать суток, то есть период колебаний можно оценить в 40 суток (рис. 2). В поверхностном и придонном слоях подобных квазипериодических течений не наблюдалось. Высокое качество полученных материалов наблюдений подтверждается устойчивым характером приливной составляющей, которая определялась главным образом суточными волнами K1 и O1, что характерно для изучаемого района [2]. На более морской автономной буйковой станции, выставленной в 2010 г., и на прибрежной – в 2009 г. подобных квазипериодических вариаций скорости течений не выявлено. При этом характеристики приливных течений как вблизи, так и на удалении от берега хорошо согласуются с полученными на Киринской площади.

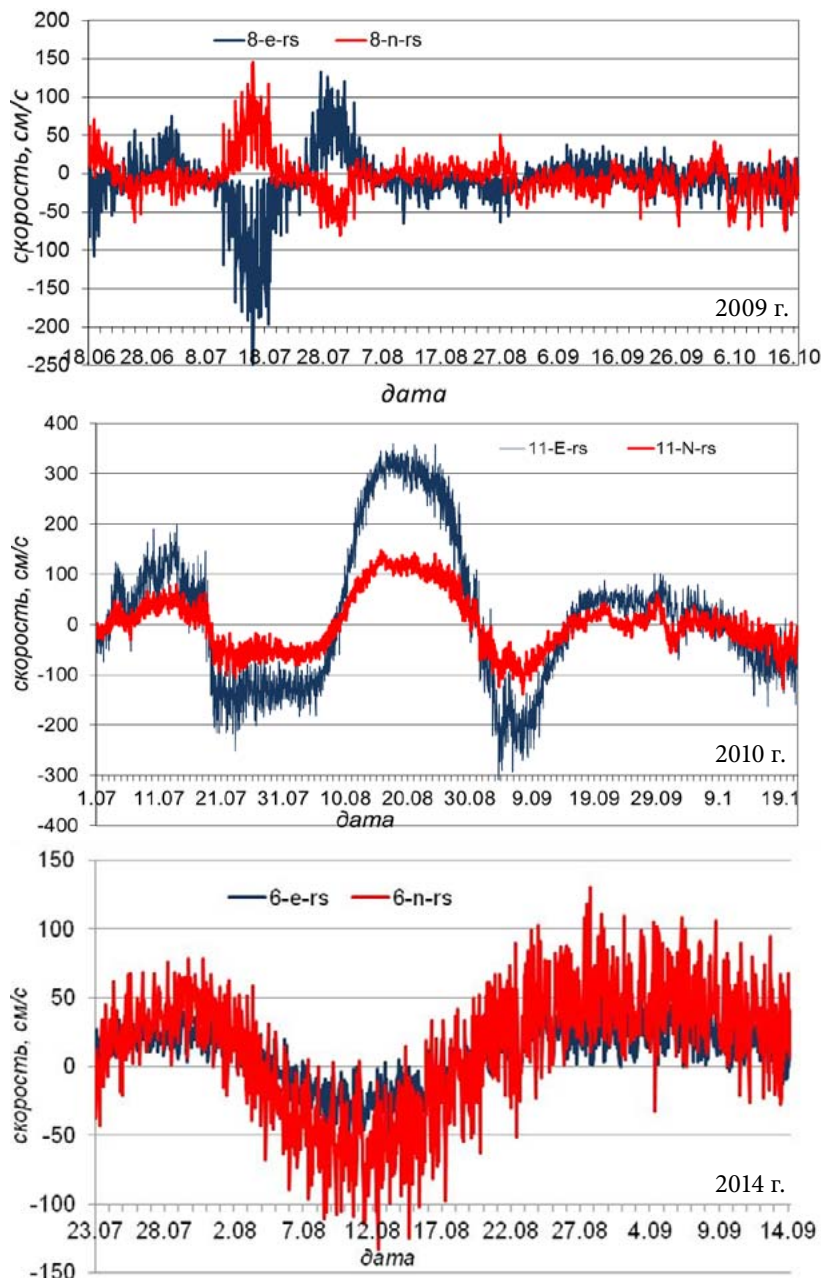


Рис. 2. Графики вариаций проекций на параллель (E, см/с) и на меридиан (N, см/с) векторов непериодических течений (Киринская площадь, промежуточный слой).

Погодные условия в период проявления экстремальных течений в обоих случаях были достаточно спокойными. Аномальные непериодические течения нельзя объяснить откликом на воздействие ветра – течения носили квазициклический характер с периодом около 40 суток и сменой направлений северо-восток юго-запад, в то время как вариации воздушных потоков не имели такого устойчивого характера.

Мы не смогли дать удовлетворительного объяснения наблюдаемым экстремальным скоростям течений в районе Киринского газоконденсатного месторождения на северо-восточном шельфе о. Сахалин. Наиболее вероятно, они обусловлены образованием у кромки шельфа бароклинного вихря сравнительно небольшого пространственного масштаба (возможно, связанного с бароклинными шельфовыми волнами) – такие структуры наблюдались здесь по результатам гидрологических и гидробиологических исследований [3]. Однако ограниченность имеющихся данных океанологических зондирований во время постановок станций не позволяет нам подтвердить это предположение.

Несмотря на то, что природу данного феномена установить не удалось, сам факт формирования непериодических течений с аномально большими скоростями вдали от проливов или иных особенностей рельефа у почти прямолинейного берега вызывает большой интерес. Учет таких аномальных скоростей очень важен при безопасном проектировании объектов нефтегазового комплекса на Киринской морской нефтегазоносной площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кусайло О.В., Шевченко Г.В., Частиков В.Н. Экстремальные непериодические течения в районе северо-восточного шельфа острова Сахалин // ДАН. 2013. Т. 448, № 2. С. 218-223.
2. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 356 с.
3. Belan T.A., Budaeva V.D., Makarov V.G., Propp L.N., Selina M.S., Orlova T.Yu., Stonik I.V. Oceanographical and hydrobiological investigations along north east Sakhalin Island in summer 2003 // Pacific oceanography. 2005. Vol.3, No 1. P. 66-69.

УДК 551.466.62

ЗАТУХАНИЕ И СТОХАСТИЗАЦИЯ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ САМОА ЦУНАМИ 29 СЕНТЯБРЯ 2009 ГОДА

А.В. Лоскутов¹

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
loskutov-imgg@yandex.ru

В статье приводится анализ записей и численных моделей Самоа цунами 29 сентября 2009 г. Показаны особенности затухания энергии волнового поля, оценено влияние шельфового захвата и утечки волн через проливы на энергетический баланс в Тихом океане.

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное рассеяние и диссипация энергии цунами вызываются различными факторами: шероховатостью дна, вязкостью морской воды, рефракцией и захватом волновой энергии. Другим весомым фактором затухания цунами служит нерегулярность дна океана, его статистическая неравномерность. Аномальное затухание энергии цунами проявляется уже в сигналах последних крупных цунами, полученных на глубоководных регистраторах DART [4]. Наблюдения показывают существование переходного режима затухания, что связано с неоднородной трансформацией цунами при распространении и рассеянии.

В данном проекте на основе анализа глубоководных данных DART и результатов численного моделирования, были рассмотрены физические особенности распространения и стохастизации волнового поля крупных цунами в Тихом Океане над статистически неравномерным дном.

АНАЛИЗ ДАННЫХ

По данным геологической службы США, землетрясение с моментной магнитудой $M = 8$ произошло 29 сентября 2009 г. в 17 ч 48 мин UTC в районе о-ва Самоа, его эпицентр находился в точке с координатами 15.56° ю.ш. и 172.07° з.д. на глубине 18 км. Это землетрясение вызвало заметное цунами, которое было зарегистрировано многими датчиками [6] на побережье Тихого океана (рис. 1). Для этого цунами были обработаны и собраны в одну базу данные продолжительных колебаний уровня моря, полученные в ходе измерений цунами в открытом океане на глубоководных станциях мониторинга цунами DART.

Для выделения сигнала, соответствующего цунами, каждая запись на каждой станции была отфильтрована узкополосным фильтром, соответствующим характерному диапазону цунами (2 – 100 мин). Записи этих крупнейших трансокеанских цунами в различных пунктах Тихого океана были проанализированы с помощью статистических и спектральных методов, выявлены особенности затухания энергии колебаний в различном частотном диапазоне. Построены спектрально-временные развертки записей, детально показывающие неравномерный характер спада энергии колебаний как по времени, так и по частоте. Временная неоднородность объясняется достижением волновым полем цунами равновесного энергетического состояния [2], при котором энергия, захваченная соответствующими формами рельефа океанского дна, находится в динамическом равновесии с остальным волновым полем на глубокой воде, а дальнейшее затухание происходит из-за утечки через проливы, трения и рассеяния.

Пример глубоководные записи в ближней зоне показан на рисунке 2. Остаточные 15-секундные ряды (после удаления прилива) фильтровались для удаления высокочастотного шума и сейсмических волн. Динамика колебаний выявляет затухающий характер волн во всех трех зонах. Более детальное представление дают спектрально-временные развертки записанных сигналов, рассчитанные по полуторасуточным отрезкам.

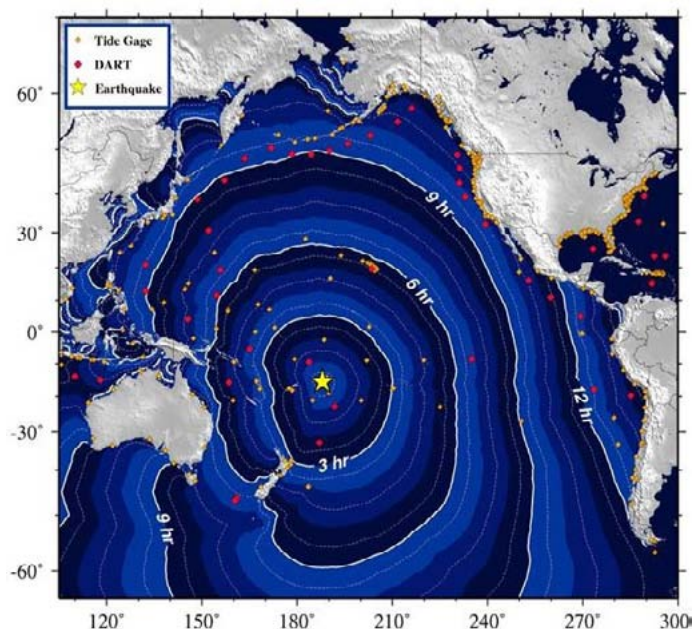


Рис. 1. Положение очага Самоанского цунами 29 сентября 2009 г., изохроны распространения волны и точки наблюдения, включая береговые и глубоководные станции.

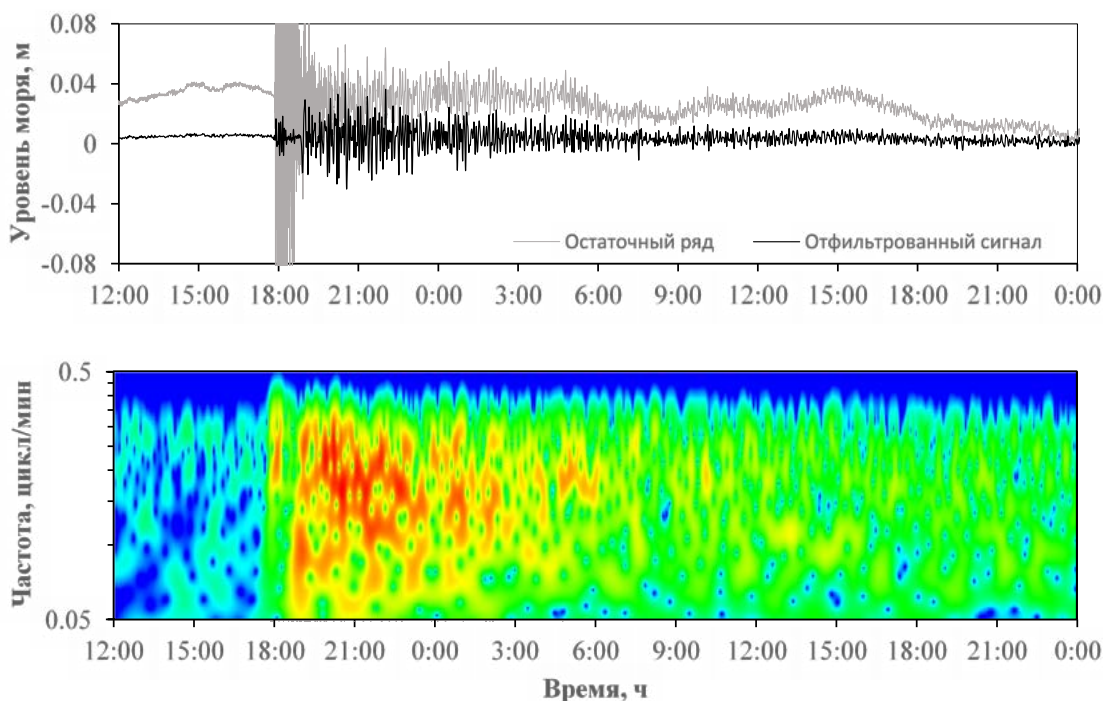


Рис. 2. Вверху – запись Самоа цунами 29 сентября 2009 г. глубоководной станцией DART 51425 (к северу от источника на расстоянии примерно 600 км); внизу – спектрально-временная развертка сигнала.

Спектрально-временные развертки сигналов Самоанского цунами на различном удалении показывают, что волновое поле содержало волны в достаточно компактном диапазоне частот – от 0.05 до 0.5 цикл/мин, что соответствует периодам от 20 до 2 мин. Таким образом, Самоанское цунами носило преимущественно высокочастотный характер. На достаточно больших расстояниях следовало ожидать заметного проявления дисперсии, а именно опережение низкочастотных компонент волны. Этот эффект отчетливо проявляется на примере удаленной записи на станции 46411 близ побережья Калифорнии.

Колебания в записях во всех зонах носят детерминированный характер только в пределах первых нескольких колебаний, что соответствует распространению головной волны.

Последующий «хвост» колебаний явно носит характер узкополосного шума, что говорит о том, что волновое поле за головной волной является в значительной степени случайным.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для оценки вклада шероховатости и статистической неравномерности океанского дна в диссипацию энергии цунами были проведены численные эксперименты с вычислением на GPU (CUDA) [1] по отслеживанию момента перехода волнового поля цунами из нестационарной фазы в статистически равновесную при различной степени сглаживания поверхности дна. Также производилось включение донного трения, и анализировался его эффект. Для оценки влияния конфигурации источника цунами на интенсивность рассеяния волновой энергии были проведены численные эксперименты по моделированию распространения цунами в Тихом океане при прочих равных условиях, но с различной формой источника в очаговой зоне; использовались как классические формы начального возмущения, так и современные реалистичные сейсмические модели.

Для моделирования распространения и затухания Самоанского цунами был построен источник в виде начального возмущения поверхности океана по данным USGS на основе формул Окады [5]. Источник представлен на рисунке 3. Расчет производился по разностной численной схеме для уравнения мелкой воды на сфере [3] на географической сетке с шагом 2 угловые минуты. Расчеты выполнены в области с границами от 60° до 320° по долготе и от -80° до 80° по широте. Расчетная сетка покрывает таким образом большую часть Индийского океана, Тихий океан и западную часть Атлантического океана.

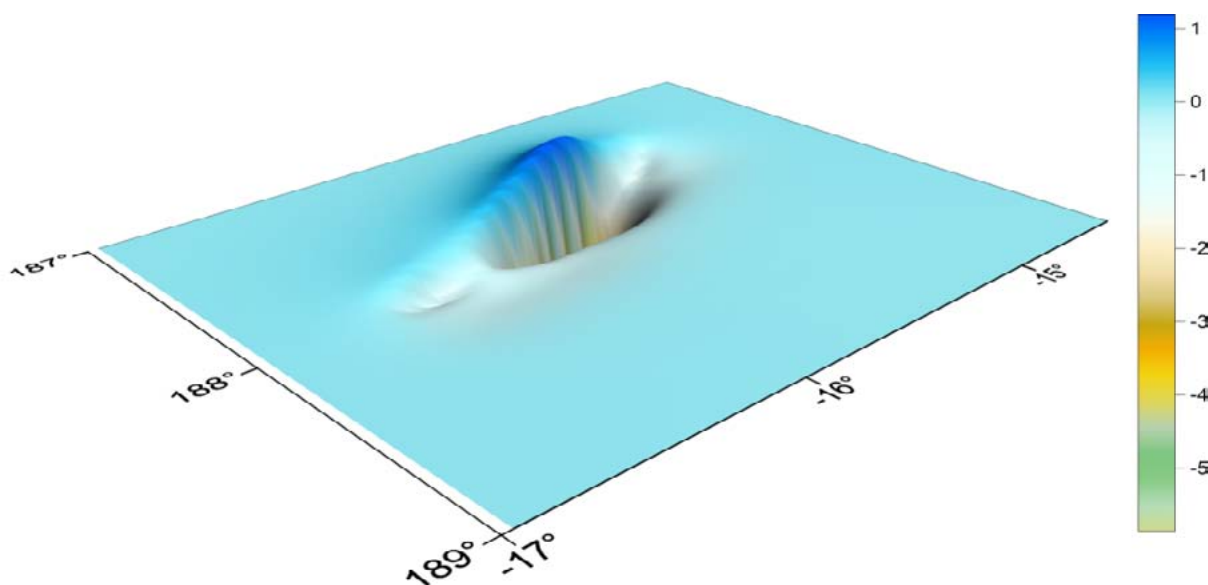


Рис. 3. Модель источника Самоа цунами в географических координатах.

Картины волнения, смоделированные для Самоанского цунами, показывают, что волновое поле довольно быстро заполняет большую часть океана высокочастотным шумом. И уже через сутки не наблюдается каких-либо признаков прогрессивных волн. При этом через двое суток картина практически не меняется, что наглядно показывает существование режима статистически равномерных колебаний.

На рисунке 4 представлены результаты расчета максимальных амплитуд и полного потока энергии Самоа цунами. В численном эксперименте учитывался выход энергии в Северный ледовитый океан через Берингово море.

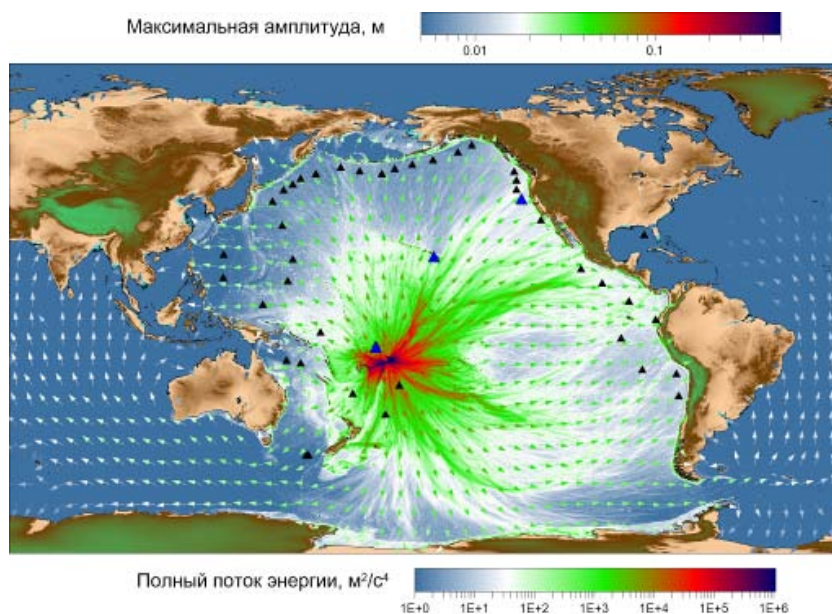


Рис. 4. Карта распределения полного потока энергии и максимальной амплитуды волнового поля Самоанского цунами 2009 г.

ВЫВОДЫ

Получить в явном виде зависимость смены режима затухания от степени гладкости дна в результате проведенных модельных расчетов не удалось. По-видимому, доминирующим фактором является захват волновой энергии шельфом. Включение донного трения не изменило характер затухания волновой энергии.

Моделирование показало, что источники цунами разной формы, но примерно одинакового масштаба, порождают цунами, которые в равной мере стремятся к статистическому равновесию. В ходе вычислительных экспериментов рассчитана доля волновой энергии, захваченной шельфом, достигающая 80% от начальной энергии цунами. В рамках модели мелкой воды с граничным условием в виде вертикальной стенки были выявлены наиболее поглощающие зоны побережья Тихого океана, которые находятся на участках с высокой степенью изрезанности побережья. Расчет полного потока энергии показывает интенсивную фокусировку энергии в направлении таких участков. Моделированием пропускной способности через Индонезийский архипелаг, пролив Дрейка и утечку в Индийский океан показана существенная роль проливов в затухании энергии цунами.

ЛИТЕРАТУРА

1. De La Asunción M., Mantas J.M., Castro M.J. Simulati1. on of one-layer shallow water systems on multicore and CUDA architectures // *The Journal of Supercomputing*. 2011. Т. 58, №. 2. С. 206-214.
2. Fine I. V., Kulikov E.A., Cherniawsky J.Y. Japan's 2011 tsunami: Characteristics of wave propagation from observations and numerical modelling // *Pure and Applied Geophysics*. 2013. Т. 170, №. 6-8. С. 1295-1307.
3. Imamura, F. Review of tsunami simulation with a finite difference method // *Long-Wave Run-up Models* / eds. by: Yeah, H., Liu P., Synolakis C. London: World Scientific, 1996. P. 25–42.
4. Meinig C., Stalin S.E., Nakamura A.I., Milburn H.B. Real-Time Deep-Ocean Tsunami Measuring, Monitoring, and Reporting System: The NOAA DART II Description and Disclosure, 2005.
5. Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1985. Vol.75. P. 1135–1154.
6. Shevchenko G., Ivelskaya T., Loskutov A., Shishkin A. The 2009 Samoan and 2010 Chilean tsunamis recorded on the Pacific coast of Russia // *Pure Appl. Geophys.* 2013. V. 170. P. 1511–1527.

УДК 551.465.75(265.52)

ШТОРМОВЫЕ НАГОНЫ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА*Ю.В. Любичкий*

Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, г. Хабаровск, Россия
yuvadlub@gmail.com

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Исследования выполнены на основе ежечасных наблюдений над уровнем моря в пунктах Петропавловск-Камчатский (1977 – 2002 гг.) и Усть-Камчатск (1977 – 1994 гг.) (рис. 1).

Для формирования рядов непериодической составляющей суммарного уровня моря использовались следующие принципы:

Расчеты выполнялись для каждой месячной серии измерений в отдельности.

Предварительно по методу наименьших квадратов с помощью программы, разработанной М. Форманом [2], вычислялись гармонические постоянные волн прилива (по ежечасным наблюдениям месячной продолжительности в соответствии с критерием Релея рассчитываются характеристики 31 волны).

Полученные гармонические постоянные использовались для расчета и исключения из измеренного суммарного уровня моря, его приливной составляющей.

Из рассчитанных в п. 3 ежечасных значений уровня моря вычитался средний месячный уровень.

Данная технология позволяет учесть в первом приближении изменения среднего (фонового) уровня моря и сезонные (внутригодовые) вариации гармонических постоянных волн прилива. Недостатком принятого подхода является некоторая зависимость рассчитываемых гармонических постоянных волн прилива от непериодических колебаний уровня моря в течение рассматриваемого месяца.

Применяемая методика базируется на принципе суперпозиции составляющих суммарного уровня моря, следовательно, не учитывает их нелинейное взаимодействие. Тем не менее, очевидно, что это не приводит к существенному искажению полученных результатов, так как известно, что нелинейное взаимодействие составляющих суммарного уровня моря практически значимо только для мелководных районов значительной протяженности [1].

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На начальном этапе исследований было установлено, что штормовые нагоны в Петропавловске-Камчатском и Усть-Камчатске имеют небольшую величину. Поэтому в дальнейшем анализировались ситуации, когда максимальная величина нагонов превышала 40 см.

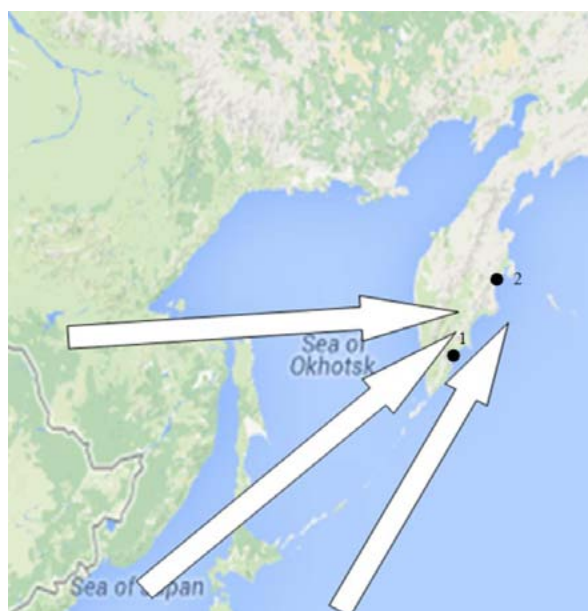


Рис. 1. Генеральные направления движения циклонов, вызывающих штормовые нагоны на восточном побережье Камчатки.
1 – Петропавловск-Камчатский, 2 – Усть-Камчатск

За указанные ранее периоды времени на восточном побережье Камчатки идентифицированы 27 нагонов, когда явление наблюдалось хотя бы в одном пункте. При этом максимальная величина нагонов в Петропавловске-Камчатском составила всего 62 см, в Усть-Камчатске – 58 см (табл. 1).

Наиболее часто штормовые нагоны на восточном побережье Камчатки возникают осенью и зимой (табл. 1), что объясняется активизацией циклонической деятельности в данный период времени. Наибольшей величины нагоны также достигают в осенне-зимние месяцы (табл. 1).

Таблица 1. Характеристики величины штормовых нагонов на восточном побережье Камчатки. М – диапазон максимальных величин нагонов; А – абсолютный максимум нагона

Пункт	М, см	Количество нагонов в различные месяцы года												А, см	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Петропавловск-Камчатский	41–50	–	1	4	1	–	–	–	–	–	–	3	6	3	62
	51–60	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	
	61–70	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	
Усть-Камчатск	41–50	–	–	–	1	–	–	–	–	1	3	1	2	58	
	51–60	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–		

Штормовые нагоны на восточном побережье Камчатки возникают при перемещении над морем глубоких циклонов по траекториям, приводимым на рисунке 1.

Штормовые нагоны в Петропавловске-Камчатском и Усть-Камчатске достигают наибольшей величины в моменты времени, когда центры циклонов располагаются в непосредственной близости к пункту наблюдений. Поэтому при типовых траекториях движения циклонов (рис. 1) нагоны обычно достигают максимума в Петропавловске-Камчатском и, несколько позже, – в Усть-Камчатске.

Отмеченная особенность и небольшая величина нагонов в исследуемом районе позволяют сделать вывод о доминирующей роли приземного атмосферного давления в процессе формирования штормовых нагонов на восточном побережье Камчатки. Влияние давления может лишь несколько усиливаться действием ветров СВ-В-Ю направлений при приближении циклона. В качестве примера можно привести штормовой нагон 24 – 25 октября 1981 г., когда прохождение холодного атмосферного фронта через район исследований привело к усилению ветра указанных направлений до 20 – 25 м/с.

Характерной чертой режима штормовых нагонов на восточном побережье Камчатки является наличие ситуаций, когда через несколько дней после одного нагона возникает другой (рис. 2).



Рис. 2. Изменения неперiodической составляющей суммарного уровня моря на восточном побережье Камчатки 4 – 13 марта 1977 г.

Установлено, что данная особенность является следствием последовательного прохождения над морем двух разных циклонов, причем траектории их движения могут быть различными.

В качестве примера рассмотрим синоптические процессы, наблюдавшиеся в период времени с 4 по 13 марта 1977 г.

Вначале глубокий циклон перемещался вдоль Японии и Курильских островов. Штормовой нагон на восточном побережье Камчатки начался в срок 00 час 4 марта, когда циклон глубиной 960 гПа располагался над центральной частью Курильской гряды. Максимум нагона сформировался в срок 18 час 4 марта, когда центр циклона (давление 975 гПа) переместился на южную оконечность полуострова Камчатка. В дальнейшем, после выхода циклона в Берингово море и его заполнения, нагон закончился (рис. 2).

Второй штормовой нагон был вызван континентальным циклоном, сформировавшимся 6 марта над Монголией. Нагон на восточном побережье Камчатки начался, когда циклон вышел в центральную часть Охотского моря (срок 12 час 9 марта). Наибольшей величины нагон достиг при приближении циклона к побережью Камчатки (срок 06 час 10 марта) (рис. 2). Далее циклон переместился в северную часть Берингова моря и перестал оказывать существенное влияние на изменения уровня моря в исследуемом районе.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕЛИЧИНЫ НАГОНОВ РЕДКОЙ ПОВТОРЯЕМОСТИ

Небольшая продолжительность ряда наблюдений над уровнем моря в Усть-Камчатске, не позволяет получить достоверные оценки величины нагонов редкой повторяемости в данном пункте. Поэтому расчеты были выполнены только для Петропавловска-Камчатского (рис. 3, табл. 2).

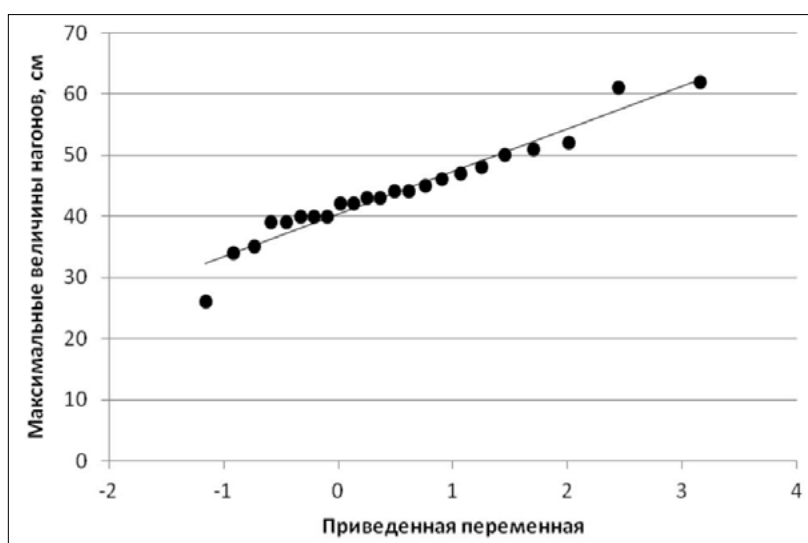


Рис. 3. Эмпирическое распределение годовых максимумов величины штормовых нагонов в Петропавловске-Камчатском и их аппроксимация линейной зависимостью.

В рамках исследований использован метод, основанный на статистической теории экстремальных значений [1].

В качестве исходных данных для расчетов использовались максимальные годовые величины штормовых нагонов. Известно, что для периодов повторяемости более 10 лет такой подход позволяет получить близкие результаты по сравнению с методикой, учитывающей все значительные нагоны, величина которых превышает некоторый произвольно выбранный базисный уровень [1].

Функция распределения рассматриваемой характеристики аппроксимируется двойным экспоненциальным законом $P = \exp(-e^{-y})$, где y – приведенная переменная, связанная с рассматриваемой статистической переменной. Эмпирические вероятности превышения рассчитывались по формуле Вейбулла.

Как и следовало ожидать, рассчитанные экстремальные значения величины штормовых нагонов в Петропавловске-Камчатском небольшие, например, для повторяемости один раз в сто лет они составляют всего 73 см (табл. 2).

Таблица 2. Максимальные величины штормовых нагонов редкой повторяемости в Петропавловске-Камчатском

Период повторяемости, лет	25	50	100
Величина нагонов, см	63	68	73

ЛИТЕРАТУРА

1. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 231 с.
2. Foreman M.G.G. Manual for tidal heights analysis and prediction // Pacific Marine Science Report 77 – 10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B. C. 2004. 58 P.

УДК 551.46.062.5 8 (571.64)

ВЛИЯНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ПРИЛИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОСТРОВА САХАЛИН

В.Е. Марыжихин¹, Г.В. Шевченко²

¹ Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Южно-Сахалинск, Россия;

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;
v.maryzhihin@sakhniro.ru

Юго-восточная часть Татарского пролива отличается значительной динамикой и, как следствие, существенными вариациями гидрологического режима. На него оказывают влияние теплое Цусимское и холодные Приморское и Западно-Сахалинское течения [2]. До сих пор не установлено окончательного мнения по поводу происхождения пояса холодных вод у берегов полуострова Крильон, иногда именуемого «пятном Макарова», так как именно прославленный исследователь дал первое объяснение этому явлению [3].

Сложная схема течений северной части Японского моря, их временная изменчивость, заток холодных вод через пролив Лаперуза приводят к сложному гидрологическому режиму акватории, прилегающей к юго-западному побережью острова Сахалин, который требует тщательного изучения и в настоящее время ввиду его важности для безопасности мореплавания и добычи морских биоресурсов.

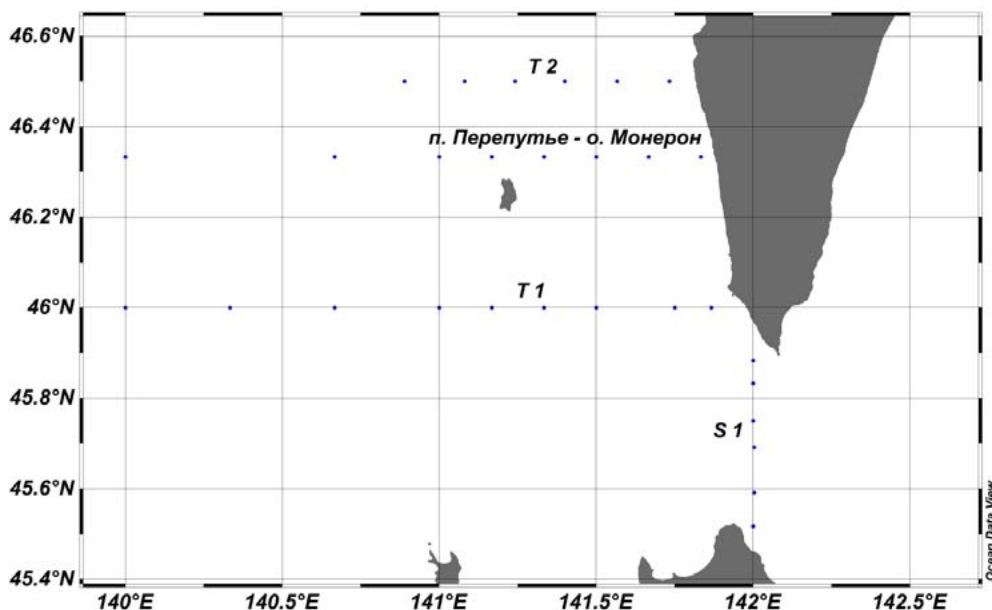


Рис. 1. Схема океанографических разрезов в южной части Татарского пролива.

Для выполнения поставленной цели нами будут рассмотрены океанографические сезонные характеристики на восточной части стандартного разреза п. Перепутье – о. Монерон, а также разрезы S1, T1 и T2 (рис. 1). Следует уточнить, что распределения были рассчитаны на период с марта по декабрь.

Разрез S1. Одной из важных гидрологических особенностей пролива Лаперуза является наличие в нем аномально сильных приливных течений, достаточно часто достигающих скорости

пяти узлов [4]. Такие течения не могут не оказывать значительного влияния на гидрологические условия в проливе и прилегающей к нему акватории. Рассмотрим несколько примеров распределений океанографических характеристик на фазы прилива и отлива.

Фаза прилива. Следует отметить, что все съемки, выполненные в фазу прилива, характеризовались значительными пространственными градиентами температуры и солености, в частности, наличием на станции вблизи полуострова Крильон холодных вод с низкой соленостью. Для съемок в холодный период года в целом характерны низкие значения солености, с минимумом на севере (32.5 psu) и максимумом на южных станциях (34 psu). Распределение температуры имело равномерный характер. Для съемок в теплый период года характерны наибольшие различия температуры: на поверхности моря вблизи берега значение температуры составляло 5°C, а в центральной части пролива достигало 22°C. При этом воды низкой солености были отмечены только в поверхностном десятиметровом слое и преимущественно на средней станции разреза. В качестве примера приведем распределение океанографических характеристик (температуры и солености) на конец июля 1998 г. (рис. 2).

Фаза отлива. На фазе отлива, за редким исключением, градиенты температуры и солености тоже значительны. При этом, за исключением единственного случая, имевшего место 8 октября 1995 г., значения солености не опускались ниже отметки 32.7 psu. Впрочем, трудно ожидать принципиально иной ситуации – на фазе отлива из юго-восточной части Татарского пролива через северную часть пролива Лаперуза вытекают прежде всего те же самые охотоморские воды низкой солености, которые поступили в него на половину приливного цикла раньше. В качестве примера приведена океанографическая съемка в начале декабря 2006 г. (рис. 2). Тем не менее, случаи полного (или практически полного) отсутствия вод низкой солености были отмечены 13 июня 1997, 15 апреля 1999 и 6 августа 1999 гг. В этом случае речь не может идти о наличии противотечения, так как оно может существовать только за счет более низкой солености, обеспечивающей более низкую плотность вод в северной части пролива. При этом различия в температуре воды наблюдались во всех ситуациях – у мыса Крильон формировались более холодные воды по сравнению с центральной частью пролива.

Океанологические условия на разрез S1 чрезвычайно изменчивы, они могут отличаться даже в течение суток, что обусловлено аномально сильными приливными течениями. На фазе прилива, когда вода движется в Охотском море в сторону пролива и выходит в Японское море (приливное течение ориентировано на запад или северо-запад), в северной части разреза, как правило, находятся воды, отличающиеся более низкими значениями температуры и солености по сравнению с центральной частью пролива. В некоторых случаях различия достигают 15°C и 2.5 psu, что является совершенно необычным фактом, оказывающим значительное влияние на формирование гидрологического режима акватории, прилегающей к западному побережью полуострова Крильон.

Разрез п. Перепутье – о. Монерон. Особенности и закономерности гидрологического режима разреза п. Перепутье – о. Монерон приходятся на зимний и летний сезоны, тогда как осенний и весенний сезоны являются переходными.

Зимний сезон. Для этого сезона характерен мощный заток холодных вод низкой солености вблизи берега о. Сахалин. Влияние теплого Цусимского течения минимально, оно проявляется главным образом с западной стороны о. Монерон на глубинах более 50 м. Западно-Сахалинское течение отсутствует. В качестве примера приведены осредненные распределения океанографических характеристик в марте (рис. 3).

Весенний сезон. Для весеннего сезона (апрель, май, июнь) характерны зарождение Западно-Сахалинского и активизация теплого Цусимского течений. С июня распределение солености носит достаточно равномерный характер.

Летний сезон. Для летнего сезона (июль, август, сентябрь) характерны максимальные значения температуры, наличие холодных вод вблизи берега о. Сахалин, однородное распределение солености. В сентябре прогрев поверхностных вод достигает своего максимума (19 – 20°C), а значения плотности – минимальных значений. Сентябрь – период максимальной интенсивности Западно-Сахалинского течения [1]. В качестве примера приведены осредненные распределения океанографических характеристик в сентябре (рис. 3).

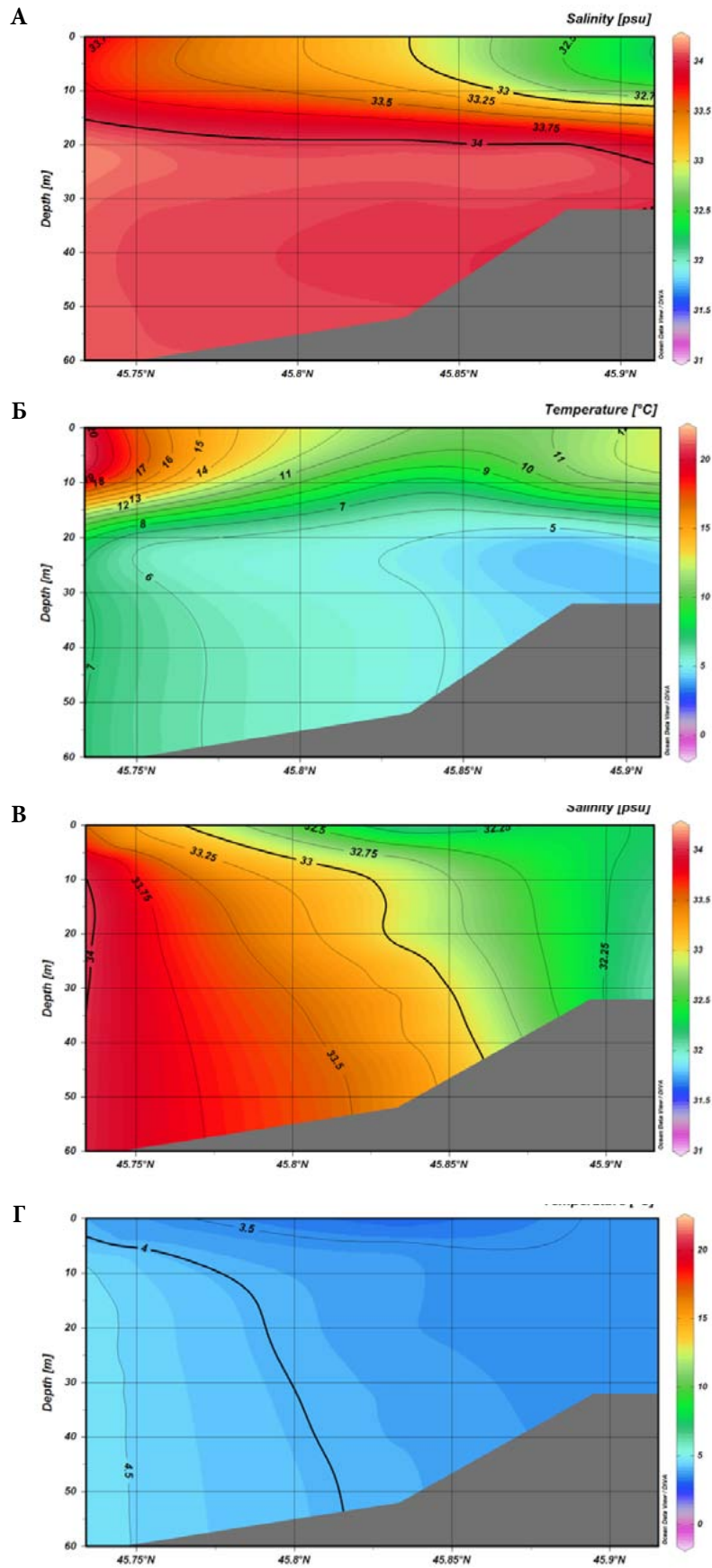


Рис. 2. Результат океанологических съемок на разрезе S1 на фазы прилива 29.07.1998 (А, Б) и отлива 9.12.2006 (В, Г).

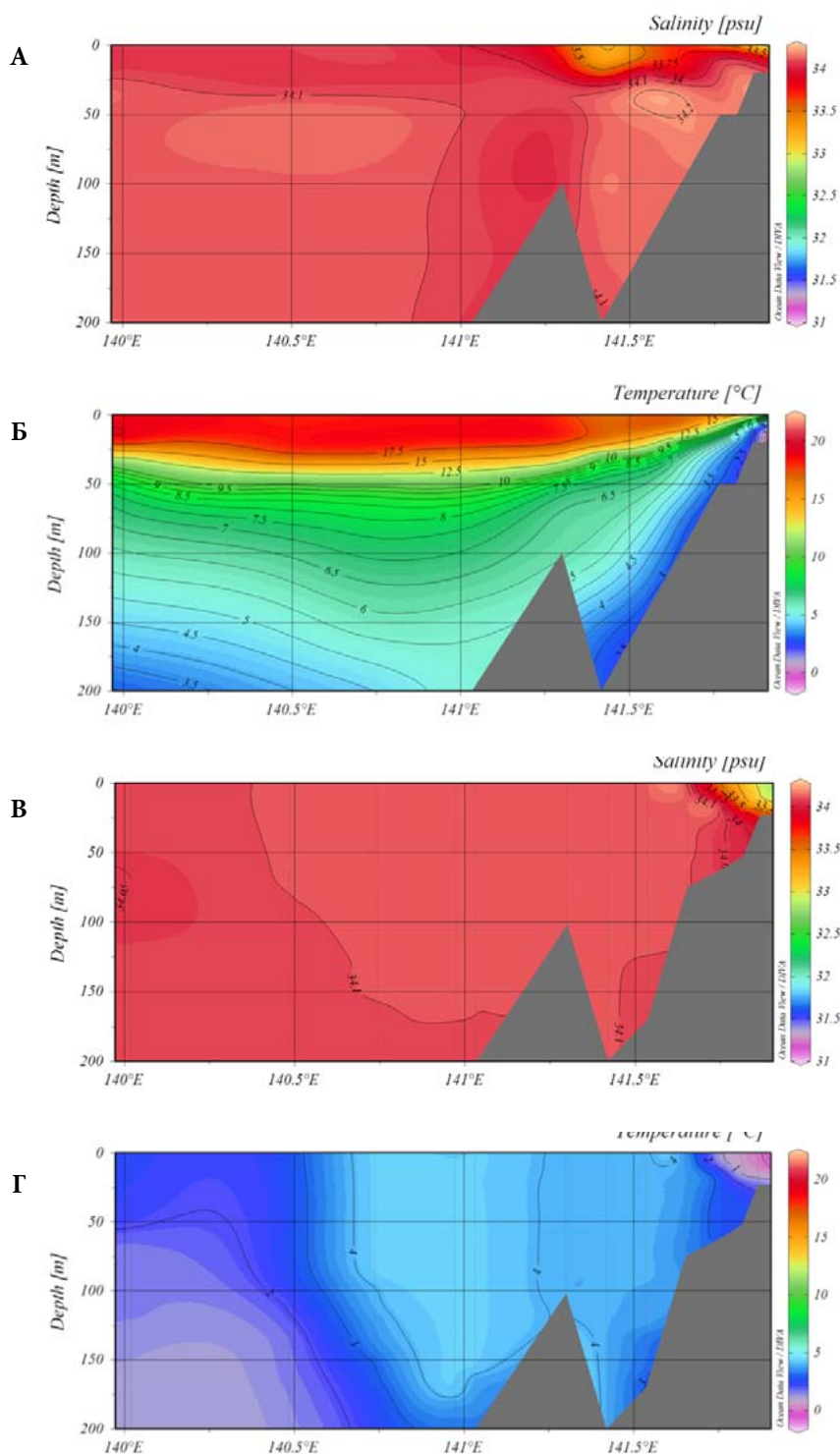


Рис. 3. Результат океанологических съемок на разрезе п. Перепутье – о. Монерон в сентябре (А, Б) и марте (В, Г).

Осенний сезон (октябрь, ноябрь, декабрь). Для октября характерны снижение температуры поверхностного слоя, оттеснение теплых вод от берега о. Сахалин, наличие вод низкой солёности на значительных площадях, уменьшение градиента поля плотности, что указывает на ослабление Западно-Сахалинского течения. Для ноября и декабря характерны существенное выхолаживание вод поверхностного слоя, усиление влияния охотоморских вод низкой солёности; начинает формироваться прибрежный поток северного направления. Западно-Сахалинское течение прекращает свое существование.

Разрезы Т1 и Т2. На разрезе Т1 главными особенностями гидрологического режима являются: во-первых, влияние теплого Цусимского течения, основная струя которого весьма устойчива и проходит в районе 141 меридиана; во-вторых, наличие в теплый период года узкого струйного холодного Западно-Сахалинского течения; в-третьих, значительное влияние в шельфовой зоне о. Сахалин холодных вод низкой солености, попадающих в район разреза через пролив Лаперуза под влиянием приливного течения и (в период с декабря по март) благодаря разности уровней между Японским и Охотским морями. Эти воды способны оттеснить струю Западно-Сахалинского течения от берега в сторону свала глубин.

Анализ материалов океанологических съемок, полученных на разрезе Т2, показал, что его можно рассматривать как крайнюю северную границу распространения охотоморских вод вдоль побережья о. Сахалин в холодный период года (на более северных океанографических станциях эти воды не обнаруживаются).

Подводя итоги анализа многолетних распределений океанологических элементов на разрезе п. Перепутье – о. Монерон, Т1 и Т2, можно сделать следующие выводы. Холодное Западно-Сахалинское течение проявляется в период с июня по октябрь, максимум его интенсивности приходится на август - сентябрь. На осредненных распределениях юго-западного побережья о. Сахалин в холодный период года присутствуют охотоморские воды, идентифицируемые по более низким значениям температуры и солености по сравнению с япономорскими. Более низкие значения плотности у берега указывают на формирование в холодный период года затока этих вод в южную часть Татарского пролива, которые движутся на север. Вдоль побережья полуострова Крильон воды низкой солености (и за счет этого более низкой плотности) движутся на север от пролива Лаперуза и достигают разрезов п. Перепутье – о. Монерон и Т2 (северная граница распространения этих вод). Наличие этого потока однозначно указывает на формирование противотечения течению Соя в холодный период года в проливе Лаперуза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселова Л.Е. Некоторые особенности температурного режима вод у юго-западного побережья о. Сахалин // Труды ДВНИГМИ, 1963. Вып. 13. С. 42-63.
2. Гидрология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Спб.: Гидрометеоиздат, 2003. 398 с.
3. Макаров С.О. Океанографические работы. М.: Географгиз, 1950. 278 с.
4. Шевченко Г.В, Г.А. Кантаков, В.Н. Частиков. Анализ данных инструментальных измерений течений в проливе Лаперуза // Известия ТИНРО. 2005. Т. 140. С. 203-227.

УДК 551.466

ПРОЯВЛЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ 2011 ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНЫХ СТАНЦИЙ DONET

М.А. Носов¹, С.В. Колесов¹, К.А. Семенцов¹, Х. Матсумото²

¹Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия;

² Японское агентство морских и наземных исследований и технологий, Йокосука, Япония
nosov@phys.msu.ru

В 60 – 70 гг. прошлого века С.Л. Соловьевым [1, 7] была предложена идея о заблаговременной регистрации волн цунами вдали от побережья донными датчиками давления. Но только в начале 21-го века развитие технологий обеспечило широкую реализацию этой идеи на практике. Наиболее известной измерительной системой здесь является сеть станций DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) [8]. На записях, получаемых с использованием станций DART или иных аналогичных систем, перед вступлением цунами всегда наблюдается высокочастотный шумоподобный сигнал, порожденный сейсмическими волнами [2, 5, 6]. Адекватная интерпретация этого сигнала обычно затруднена как большим интервалом дискретизации данных (15 с для DART), так и отсутствием данных о сейсмических движениях дна в точке установки регистратора давления.

Детальный анализ сигналов, предшествующих вступлению цунами, стал возможен, благодаря уникальным техническим возможностям системы DONET (Dense Oceanfloor Network System for Earthquakes and Tsunamis), которая была установлена в 2006 – 2011 гг. Японским агентством морских и наземных исследований и технологий (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology – JAMSTEC) [10].

Система DONET включает в себя 20 донных станций, соединенных кабельными линиями с береговым центром обработки данных. Каждая станция оснащена сейсмометром (Ocean Bottom Seismometer – OBS) и датчиком давления (Pressure Gauge – PG), размещенными практически в одной точке – на удалении не более 10 м друг от друга. Станции установлены на глубинах от 1900 до 4400 м, расстояние между ними варьируется от 15 до 20 км. Частота дискретизации данных составляет 10 Гц для вариаций давления и 200 Гц для ускорений движения дна.

К моменту катастрофического землетрясения у побережья Японии (землетрясение Тохоку), произошедшего 11 марта 2011 г., функционировали 10 станций DONET, – все они успешно записали как само сейсмическое событие, так и последовавшие за ним волны цунами [6, 11]. По данным Геологической Службы США (USGS) землетрясение Тохоку произошло в 05 ч 46 мин 24 с (UTC), его эпицентр (38.297° с.ш., 142.372° в.д.) располагался в 129 км к востоку от города Сендай, глубина гипоцентра составила 30 км, моментная магнитуда $M_w = 9.0$. Сильный афтершок ($M_w = 7.9$, эпицентр: 36.281° с.ш., 141.111° в.д., глубина 42 км), который произошел в 06 ч 15 мин 40 с, также был зарегистрирован всеми 10 станциями DONET. Взаимное расположение эпицентров обоих сейсмических событий и станций DONET показано на рисунке 1. Белыми изолиниями на рисунке изображена вертикальная косейсмическая деформация дна (очаг цунами), рассчитанная по структуре подвижки (Finite Fault Model, USGS) [12].

Спектр сейсмических движений дна обычно охватывает диапазон от 0.001 до 100 Гц. Гравитационные волны возникают при колебаниях дна с низкими частотами: $f < f_g \equiv \alpha \sqrt{g/H}$, где g – ускорение силы тяжести, H – глубина океана, α – числовой коэффициент ~ 1 , точное значение которого можно определить из аналитического решения задачи о генерации гравитационных волн колебаниями участка дна [3, 4]. В дальнейшем будем использовать значение коэффициента $\alpha_{100} \approx 0.366$, соответствующее стократному ослаблению амплитуды

волны по сравнению с амплитудой колебаний дна (для сравнения: $\alpha_{10} \approx 0.273$, $\alpha_{1000} \approx 0.439$). Гидроакустические волны возникают при высокочастотных колебаниях дна: $f > f_{ac} \equiv c / 4H$, где c – скорость звука в воде. Промежуточный частотный диапазон $f_g < f < f_{ac}$ соответствует вынужденным колебаниям, когда водный слой следует за движениями дна. В этом случае ни гравитационные, ни акустические волны не возникают, а вариации придонного давления p связаны с ускорением движения дна a по второму закону Ньютона: $p = \rho H a$, где ρ – плотность воды [9]. Для условий нашей планеты всегда выполняется условие: $f_g < f_{ac}$. Следовательно, частоты гравитационных и гидроакустических волн, возникающих в результате подводных землетрясений, во всех случаях лежат в различных и непересекающихся диапазонах.

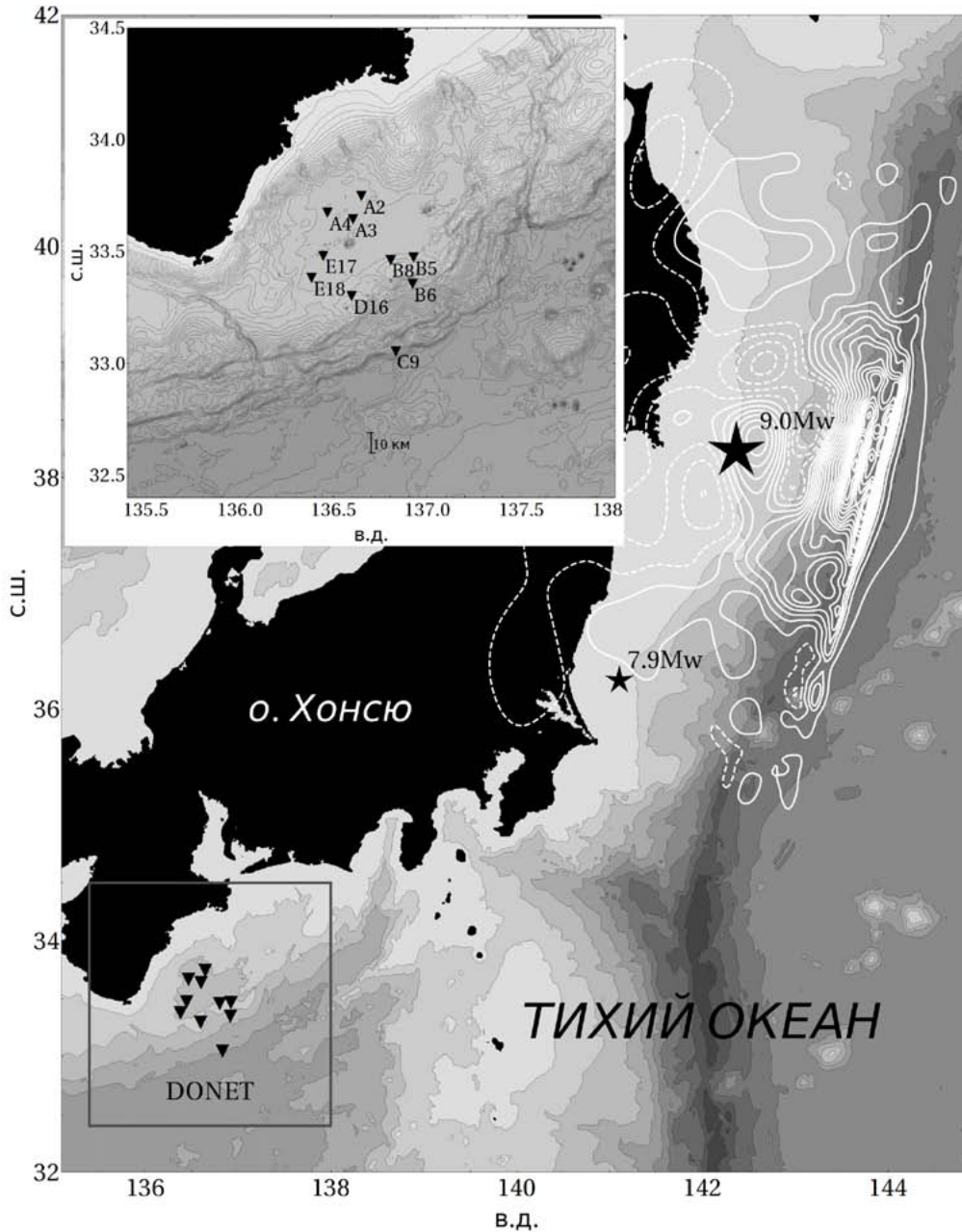


Рис. 1. Взаимное расположение станций DONET (треугольники) и эпицентров основного землетрясения 11.03.2011 г. и афтершока (звездочки). Белые изолинии – косейсмическая деформация дна (сплошная линия – поднятие, пунктирная – опускание, интервал 0.5 м). Изобаты построены с интервалом 1 км. В левом верхнем углу на врезке детально показана область вблизи станций DONET (изобаты построены с интервалом 100 м).

На рисунке 2 в качестве примера представлены сейсмограмма (вертикальная компонента ускорения) и вариации давления, зарегистрированные станцией DONET «A2». Сигналы представлены вместе с нормированными на максимальное значение спектрограммами (вейвлет-преобразование Морле). На спектрограммах отмечено положение характерных частот $f_g \approx 0.0256 \text{ Гц}$ и $f_{ac} \approx 0.187 \text{ Гц}$, значения которых получены по приведенным выше формулам при $H_{A2} = 2011 \text{ м}$, $g = 9.8 \text{ м/с}^2$ и $c = 1500 \text{ м/с}$.

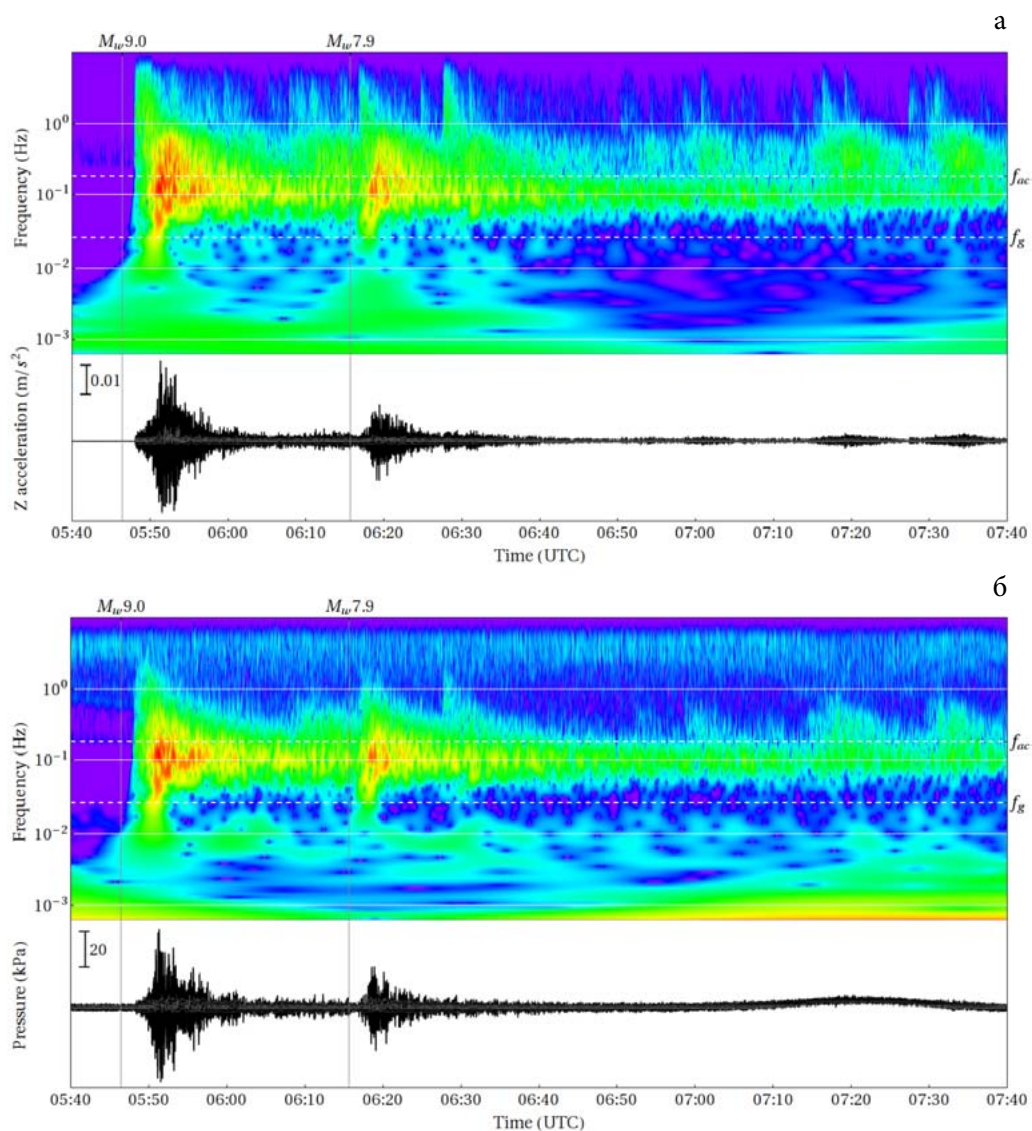


Рис. 2. Вертикальные ускорения (а) и вариации придонного давления (б), зарегистрированные станцией DONET «A2» во время землетрясения 11.03.2011 г. и спектрограммы сигналов. Отмечены моменты времени, соответствующие основному сейсмическому событию (EQ9.0) и афтершоку (EQ7.9). Белыми пунктирными линиями на спектрограммах показано положение критических частот для гидроакустических (f_{ac}) и гравитационных (f_g) волн.

На рисунке 2 видно, что после землетрясения первыми вступают высокочастотные объемные волны, затем – низкочастотная диспергирующая волна Релея. Наиболее интенсивный и долгоживущий сигнал – проявление связанных упругих колебаний водного и подлежащего осадочного слоев – наблюдается на частотах $\sim 0.1 \text{ Гц}$ [9]. Эта частота лежит в диапазоне вынужденных колебаний $f_g < f < f_{ac}$, о чем свидетельствует полная – вплоть до мелких деталей – идентичность спектрограмм ускорения и давления в указанном диапазоне [6]. Таким образом

проявляется линейная связь между вариациями давления и ускорением дна, следующая из второго закона Ньютона.

На записи вариаций давления (рис. 2б) хорошо заметно вступление волны цунами, которая достигает станции «А2» более чем через час после основного сейсмического события. В силу значительного эпицентрального расстояния (~ 800 км) сейсмические волны и цунами разделены во времени, поэтому обе фазы наблюдаются отчетливо. Амплитуда вариаций давления, обусловленных сейсмическим волнам (44 кПа), более чем на порядок превосходит амплитуду сигнала цунами (3.7 кПа).

В докладе предполагается представить более полный анализ и интерпретацию сигналов, зарегистрированных системой DONET. В частности, с использованием кросс-спектров будет показана идентичность сигналов «вертикальное ускорение» и «давление» в диапазоне вынужденных колебаний $f_g < f < f_{ac}$. Будет продемонстрирован эффект генерации предвестников цунами – свободных гравитационных волн, возникающих в океане при прохождении длиннопериодных сейсмических поверхностных волн. Кроме того, будут проанализированы особенности проявления дисперсии волн цунами по данным систем DONET и DART.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жак В.М., Соловьев С.Л. Дистанционная регистрация слабых волн типа цунами на шельфе Курильских островов // ДАН СССР. 1971. Т. 198, №4. С. 816-817.
2. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Левин Б.В. и др. Курильские цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г.: два транстихоокеанских события // ДАН. 2009. Т. 426, № 3. С. 386–392.
3. Левин Б.В., Носов М.А. Физика цунами и родственных явлений в океане. М.: «Янус-К», 2005. 360 с.
4. Носов М.А. Генерация цунами колебаниями участка дна // Вестник Московского университета, Сер.3: Физика, Астрономия. 1992. Т. 33, №1. С. 109-111.
5. Носов М.А., Колесов С.В., Левин Б.В. Вклад горизонтальной деформации дна в генерацию цунами у побережья Японии 11 марта 2011 г. // ДАН. 2011. Т. 441, № 1. С. 108-113.
6. Носов М.А., Семенцов К.А., Колесов С.В., Матсумото Х., Левин Б.В. Регистрация гравитационных волн, образованных в океане поверхностными сейсмическими волнами при землетрясении 11 марта 2011 г. у побережья Японии // ДАН. 2015. Т. 461, №5 (в печати).
7. Соловьев С.Л. Проблема цунами и ее значение для Камчатки и Курильских островов // Проблема цунами. М.: Наука, 1968. С. 7-50.
8. Bernard E., Meinig C. History and future of deep-ocean tsunami measurements // Proceedings of Oceans' 11 MTS/IEEE, Kona, IEEE, Piscataway, NJ, 19–22 September 2011, No. 6106894. 2011. 7 p.
9. Bolshakova A., Inoue S., Kolesov S., Matsumoto H., Nosov M., and Ohmachi T. Hydroacoustic effects in the 2003 Tokachi-oki tsunami source // Russ. J. Earth. Sci. 2011. №12. ES2005. DOI:10.2205/2011ES000509.
10. Kaneda Y. The advanced ocean floor real time monitoring system for mega thrust earthquakes and tsunamis – Application of DONET and DONET2 data to seismological research and disaster mitigation // Proc. OCEANS Conf. DOI: 10.1109/OCEANS.2010.5664309, 2010.
11. Matsumoto H., Kaneda Y. Some features of bottom pressure records at the 2011 Tohoku earthquake - Interpretation of the far-field DONET data // Proc. 11th SEGJ International Symposium, Yokohama, Japan. 2013. P. 493-496. DOI: 10.1190/segj112013-124.
12. Nosov M.A., Moshenceva A.V., Kolesov S.V. Horizontal motions of water in the vicinity of a tsunami source // Pure Appl. Geophys. 2013. V. 170. Iss. 9–10. P. 1647–1660. DOI: 10.1007/s00024-012-0605-2.

УДК 582.26 (282.252.1:282.6)

ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ХАРАКТЕРНЫЕ ДЛЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКОВ АМУРСКОГО ЛИМАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ*М.С. Обрезкова*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
obrezkova@poi.dvo.ru

Цунами — одно из наиболее грозных природных явлений, приносящее невосполнимые потери и огромный экологический и материальный ущерб. Прогнозировать подобные катастрофы крайне сложно. Тем не менее, изучение следов цунами, происходивших в доисторическом прошлом, позволяет проследить частоту появления самых разрушительных из них, направление удара морской волны и дальность ее проникновения вглубь суши, установить степень влияния на естественный ход развития природных экосистем [2]. Особенно актуальны такие исследования для побережья дальневосточных морей, где практически нет летописных свидетельств, а инструментальные наблюдения проводятся только со второй половины XX века [7]. Наиболее информативным методом для этих целей служит анализ диатомовой флоры. Диатомовые водоросли - одноклеточные низшие растения, обитающие в любой водной среде и служащие первичным звеном в цепи пищевых связей. Диатомеи обладают кремниевым скелетом, хорошо сохраняющимся в ископаемом состоянии, и являются основными поставщиками биогенного кремнезема в донные осадки. Распределение диатомовых комплексов в донных осадках зависит от гидробиологических и седиментационных условий, что дает возможность широко использовать данную микропалеонтологическую группу для палеореконструкций, в том числе и изучения палеоцунами. При анализе диатомовых комплексов побережий необходимо учитывать состав диатомовой флоры окружающих акваторий.

Эстуарий р. Амур является уникальным природным объектом. Он включает морские участки, расположенные в Японском и Охотском морях, которые сообщаются между собой через мелководный и протяженный Амурский лиман [8]. Вследствие своего географического положения на стыке континента и о. Сахалин, разгрузка этой речной системы происходит в два окраинных моря к северу и югу от устья. При этом объемы переноса амурских вод, включая и твердую составляющую, неравнозначны по сезонам и направлениям. До 67% водного стока в безледный период осуществляется через Амурский лиман в Сахалинский залив Охотского моря, а оставшийся объем – в вершину Татарского пролива Японского моря. Зимой схема водообмена изменяется на противоположную [1, 4].

Целью данной работы являлось изучение распределения диатомовых комплексов в поверхностных осадках Амурского лимана и прилегающих акваторий, что необходимо для дальнейших палеореконструкций данного района.

Для этого был изучен видовой и экологический состав диатомовых водорослей в 35 образцах поверхностных осадков, отобранных в Амурском лимане и прилегающей акватории (Сахалинском заливе и Татарском проливе). Образцы отбирались в экспедиции ТОИ ДВО РАН на БГК-795 дночерпателем типа Ван Вин (Van Veen) в 2006 г. [5]. Обработка образцов для диатомового анализа выполнялась по стандартной методике с использованием тяжелой калиево-кадмиевой жидкости с удельным весом 2,6 [3].

На основе изучения видового и экологического состава диатомовых водорослей были выделены 3 комплекса [6].

Комплекс I (с преобладанием пресноводных диатомей) характеризуется высоким видовым разнообразием: 250 видов диатомей, из них 154 – пресноводных, 84 – морских и солоноватоводных и 9 – вымерших. Повсеместно доминируют пресноводные диатомеи (от 70 до 95%), самое высокое их содержание отмечено на станциях в устье Амура. Среди пресноводных

видов доминируют представители рода *Aulacoseira* (до 53%), субдоминируют пресноводный вид *Cyclotella meneghiniana* Kützing и солоноватоводный *Cyclotella striata* (Kützing) Grunow (до 16%). Следует отметить, что на этих станциях единично отмечены и морские виды (*Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Navicula gelida* var. *gelida* Grunow, *Pinnularia quadratarea* var. *bicontracta* (Oestrup) Heiden, *Thalassiosira antarctica* Comber и др.). Комплекс распространен в пределах Амурского лимана, характеризующегося малыми глубинами и слабой соленостью. Соленость воды в лимане не превышает 5‰, а в центральной его части – 2.5‰.

Комплекс II (смешанный) насчитывает 149 видов диатомей: из них 81 – пресноводных, 63 – морских и солоноватоводных и 4 – вымерших вида. Комплекс распространен в северной части пролива Невельского, в переходной области с япономорскими водами, и южной части Сахалинского залива, в переходной области с охотоморскими водами. Явных доминантов в этом комплексе нет, содержание пресноводных и морских видов примерно равное. Среди пресноводных видов преобладают представители рода *Aulacoseira* (до 32%), среди морских – ледовый неритический вид *Thalassiosira antarctica* Comber (до 15%), тихопелагический *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (до 10%), планктонный неритический вид *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh (до 10%) и морской бентический вид *Rhaphoneis amphicerus* (Ehrenberg) Ehrenberg (до 12%).

Комплекс III (с преобладанием морских диатомей), насчитывающий 137 видов диатомей (55 пресноводных, 75 морских и солоноватоводных, 5 вымерших), приурочен к южной части пролива Невельского, где соленость колеблется от 24 до 26‰, и Сахалинскому заливу, где соленость шельфовых охотоморских вод, модифицированных за счет перемешивания с речными водами, выше 25‰. В комплексе доминируют морские виды, на их долю приходится от 75 до 95%. Доминирующими видами являются неритические ледовые виды *Thalassiosira antarctica* Comber (до 50%) и *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle (до 16%), а также тихопелагический *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (до 18%), планктонный неритический вид *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh (до 18%) и морской бентический вид *Cocconeis scutellum* Ehrenberg (до 18%).

Стоит отметить, что в изученном районе обнаружены переотложенные вымершие кайнозойские виды, например *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Cosmiodiscus intersectus* (Brun) Jousé, *Triceratium exornatum* Gröyville, в том числе и зональные виды (следует уточнить для какого стратиграфического интервала) *Denticulopsis lauta* (Bailey) Simonsen (средний миоцен) и *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa (конец позднего миоцена-ранний плиоцен). Чаще всего вымершие виды диатомей отмечались на станциях вблизи западного побережья о. Сахалин, то есть источником их сноса могут быть неогеновые отложения острова.

На основе проведенных исследований можно сделать заключение о том, что состав диатомовых комплексов поверхностных осадков изученного района отражает современное влияние речного стока Амура на прилегающие морские акватории. При изучении осадков в разрезах материкового и островного побережья полученные данные могут быть использованы для идентификации цунами в прибрежных регионах.

Работа проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект №15-И-1-025).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрология морских устьев рек Дальнего Востока // Труды ДВНИГМИ. 1989. Вып. 38. 183 с.
2. Гребенникова Т.А. Охотники за палеоцунами // Наука из первых рук. 2006. № 4. С. 66-67.
3. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. Л.: Наука, 1974. 403 с.
4. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Якунин Л.П., Колесов Г.М. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 30-43.
5. Изучение особенностей трансформации состава речного стока и биологических характеристик экосистемы «река Амур – Охотское и Японское моря»: отчет о НИР / ТОИ ДВО РАН. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2007. 65 с.
6. Обрезкова М.С. Диатомеи поверхностных осадков Амурского лимана и прилегающих акваторий (Японское и Охотское моря) // Биология моря, 2009. Т. 35, № 2. С. 107-118.
7. Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Нишимура Ю., Кайстренко В.М., Арсланов Х.А., Чернов С.Б.,

- Гребенникова Т.А., Горбунов А.О., Ганзей К.С. Хронология цунами, оставивших следы в разрезах береговых низменностей восточного Приморья // ДАН. 2014. Т. 459, № 5. С. 635-638.
8. Якунин Л.П., Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Уткин И.В. О влиянии гидрометеорологических факторов на распределение взвешенного стока реки Амур в охотоморской части эстуария // Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду. Вып. 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 139-149.

УДК 551.248

СЕЙСМО- И ЦУНАМИГЕНЕРИРУЮЩИЙ ПОТЕНЦИАЛ СЕВЕРНОГО ОКОНЧАНИЯ КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Т.К. Пинегина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
pinegtk@yandex.ru

По современным представлениям, к северу от г. Петропавловск-Камчатский зона субдукции является более молодой (возникшей только в верхнем миоцене – плиоцене) [10]. Ее северное ограничение маркируется Алеутской островной дугой (трансформная граница Тихоокеанской и Северо-Американской или Берингской плит). Предполагается, что ничем не поддерживаемый сбоку (с севера) край погруженной части Тихоокеанской плиты может испытывать деформации кручения, всплывать [12]. По сейсмологическим данным, предполагается относительно более пологое падение погруженной части плиты вблизи ее северного края [9]. Близостью бокового края погружающейся плиты объясняется появление расплавов под Центрально-Камчатским поясом в связи с аномально высокими температурами надсубдукционного мантийного клина [11]. Возможным считается горизонтальное мантийное течение, огибающее погруженную часть Тихоокеанской плиты северо-западнее Командорских островов, проявленное в региональной сейсмической анизотропии верхней мантии и приводящее к прогреву и эрозии плиты. Парк и др. [12] объясняет течением в мантийном клине существование огромных по продуктивности вулканов Ключевской группы и Шивелуча.

Особые свойства (механические, реологические) северной краевой части Тихоокеанской плиты могут влиять и на процесс накопления упругих деформаций в зоне субдукции (их максимально возможную величину и скорость). Таким образом, вероятным представляется наличие вариаций в параметрах поддвига вдоль зоны субдукции.

За время исторических сейсмологических наблюдений, в северном сегменте Камчатской зоны субдукции не происходило таких катастрофических мультисегментных землетрясений как на юге Камчатки (таких, как события 1737 и 1952 гг. с $M_w \sim 9$) (рис. 1). Ответить на вопрос, способен ли северный отрезок Камчатской зоны субдукции генерировать подобные землетрясения, можно лишь при восстановлении всей голоценовой истории проявлений цунами и косейсмических деформаций на побережье Камчатского залива.

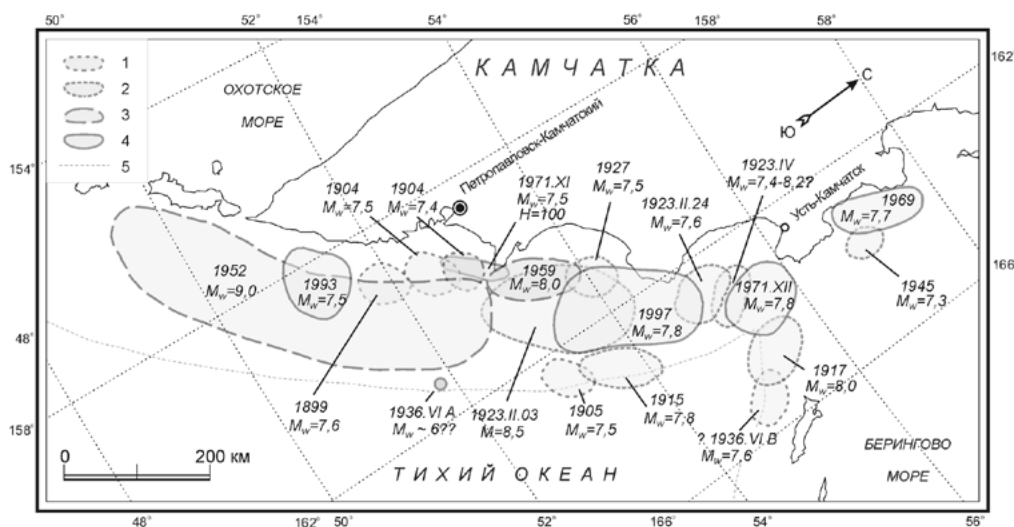


Рис. 1. Очаги крупнейших исторических землетрясений на Камчатке [3].

В ходе полевых экспедиционных исследований для побережья Камчатского залива удалось восстановить историю палеоземлетрясений для последних ~2000 лет [6]. Всего за это время здесь произошло 15 событий, вызвавших цунами разной интенсивности (рис. 2). По реконструированному распределению высот заплесков цунами вдоль побережья, были оценены протяженности очаговых зон палеоземлетрясений, по высоте волн цунами в ближней зоне были рассчитаны магнитуды M_t палеоземлетрясений:

$$M_t = 2 \log H_m + 6.6,$$

где H_m – значение местной средней максимальной высоты волн в метрах (по формуле Абе [7]). Кроме того, по корреляционным зависимостям Вэлса Копперсмита [14], учитывающим лишь длину очаговой зоны, были рассчитаны магнитуды M_w . Однако оценки M_w могут быть существенно занижены, так как некоторые землетрясения могли иметь протяженные очаговые зоны, уходящие в Кроноцкий залив. Магнитуды M_t всех палеоземлетрясений находятся в интервале 7.4 – 8.4 [6]. При этом, два события (с $M_t = 8.4$ и 8.2) за последние 2000 лет сопровождалось опусканием и размывом побережья Камчатского залива.

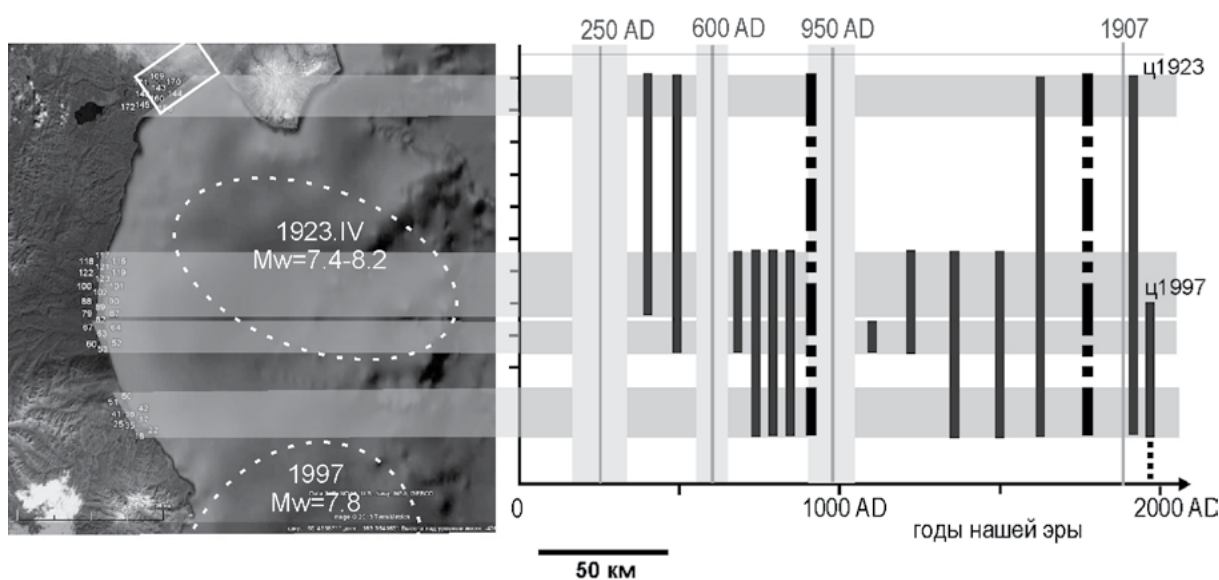


Рис. 2. Реконструкция зон воздействия отдельных цунами на побережье Камчатского залива. События цунами (черные столбцы) распределены условно равномерно в промежутках между вулканическими пеплами (тонкие серые линии) [1–2, 4, 8, 13]. Светло-серые полосы соответствуют погрешности в определении возрастов вулканических пеплов. Черные столбцы с двойным точечным пунктиром – отложения цунами, сопряженные с землетрясениями, вызвавшими косейсмические опускания побережья. Очаги исторических цунами 1923 и 1997 гг. показаны овалами [3]. Зоны с серой заливкой соответствуют районам детальных исследований (с севера на юг): район Усть-Камчатска, устье рек Быстрая и Адриановка, устье р. Сторож, устья рек Малая и Большая Чажмы. Белым прямоугольником показан район устьевой области р. Камчатка, где проведено изучение торфяников.

Для побережья северной части Камчатского залива (устьевая область р. Камчатка) (рис. 2), палеосейсмическую летопись землетрясений удалось продлить на ~ 6000 лет. В этом районе в торфяниках были найдены как отложения цунами, так и прослойки суглинков, связанные с косейсмическими опусканиями, происходившими во время сильных землетрясений. Для этих прослоев характерны резкие, часто эрозионные границы по подошве (по контакту с нижележащим торфом) и постепенные границы по кровле (с перекрывающим их торфом) (рис. 3). Прослойки суглинков и цунами были изучены на площади ~ 30×20 км в обнажениях, шурфах и скважинах и откартированы по площади. Для оценок амплитуд косейсмических деформаций все шурфы и скважины были привязаны к разбитой для этих целей геодезической сети, с опорным репером в устье р. Камчатка. Для подтверждения косейсмической природы суглинков опорные разрезы торфяников были опробованы на диатомовый анализ. Данные диатомового анализа показывают резкие смены пресноводных обстановок на солоноводные, а также условия обводнения, су-

ществовавшие во время формирования торфяников в определенные временные промежутки. Корреляция и хронология палеосейсмических событий проводилась с помощью метода тефрохронологии.

Оцененные амплитуды косейсмических опусканий составили здесь от 0.5 до 1.5 м, дальность горизонтальных заплесков сильнейших цунами составила как минимум 4 – 6 км, а по р. Камчатка цунами проникали вглубь побережья на расстояние до 10 км. Полученные независимо по устьевой области р. Камчатка и по побережью Камчатского залива данные для последних 2000 лет имеют хорошую сопоставимость.

Два этапа косейсмических опусканий на побережье Камчатского залива нашли отражение и в торфяниках устьевой области р. Камчатка (в виде пачек суглинка в торфе). Таким образом, судя по полученным оценкам магнитуд землетрясений M_t для последних 2000 лет, можно предположить, что и более древние землетрясения, вызывавшие косейсмические опускания торфяников в районе р. Камчатка, были связаны с землетрясениями с $M \geq 8.2 - 8.4$.

Корреляция всех геологических разрезов показывает, что за ~ 6000 лет в Камчатском заливе произошло 13 сильных цунамигенных землетрясений с $M \geq 8$ (рис. 3), в среднем, одно событие в 460 лет. Восемь из них сопровождалось косейсмическими опусканиями и были связаны с землетрясениями с $M \geq 8.2 - 8.4$ (средняя повторяемость составляет 750 лет). На юге Камчатки средняя повторяемость землетрясений с $M \geq 8$ составляет ~ 300 лет, а землетрясений с $M \sim 9$ – раз в 470 лет. Таким образом, сделан вывод об увеличении сейсмо- и цунамигенерирующего потенциала (увеличение максимальных магнитуд и уменьшение периода повторяемости землетрясений) вдоль Камчатской зоны субдукции в южном направлении. Это может объясняться либо вариациями в сцеплении плит, либо увеличением скорости поддвига, либо двумя этими факторами одновременно.

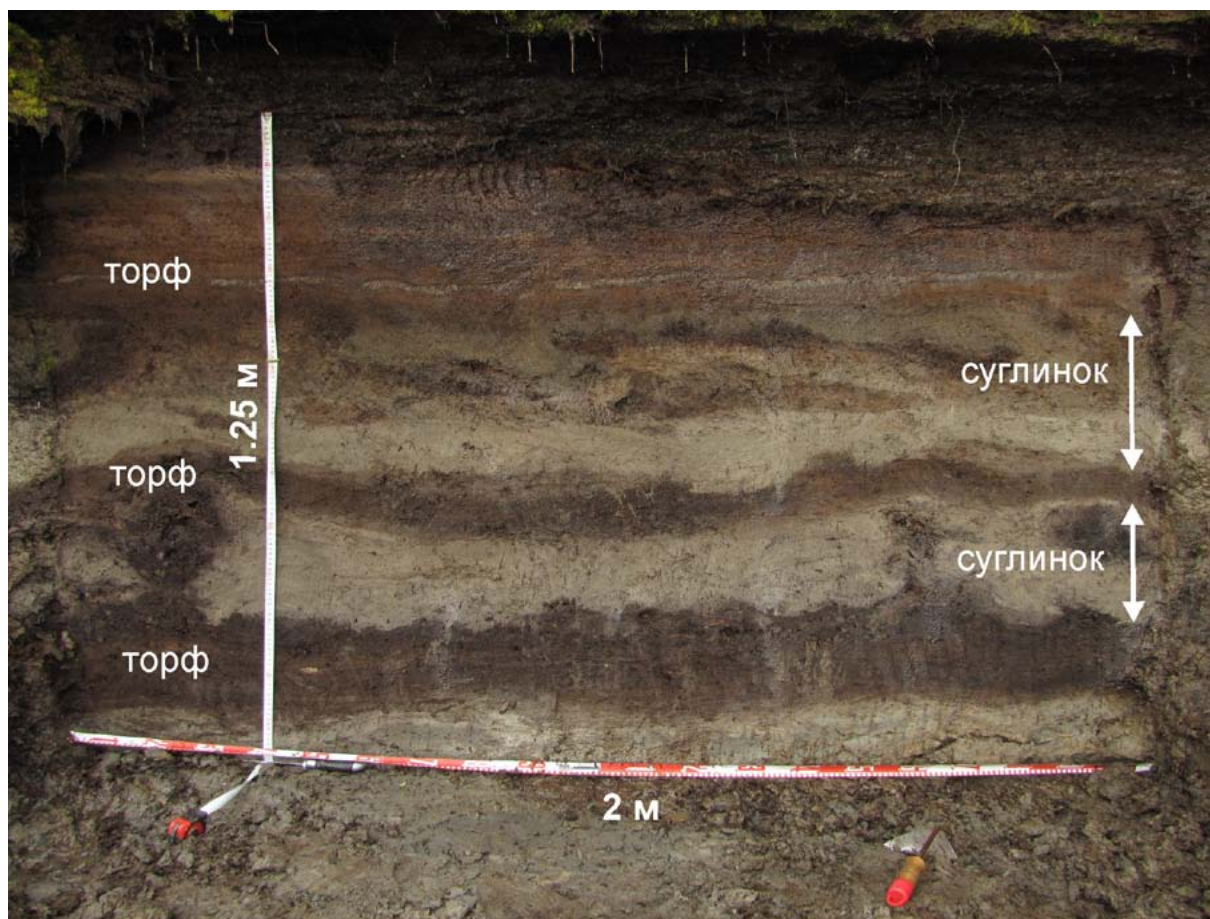


Рис. 3. Фото одного из торфяников устьевой области р. Камчатка с прослоями суглинков, отложившихся в результате косейсмических опусканий побережья.

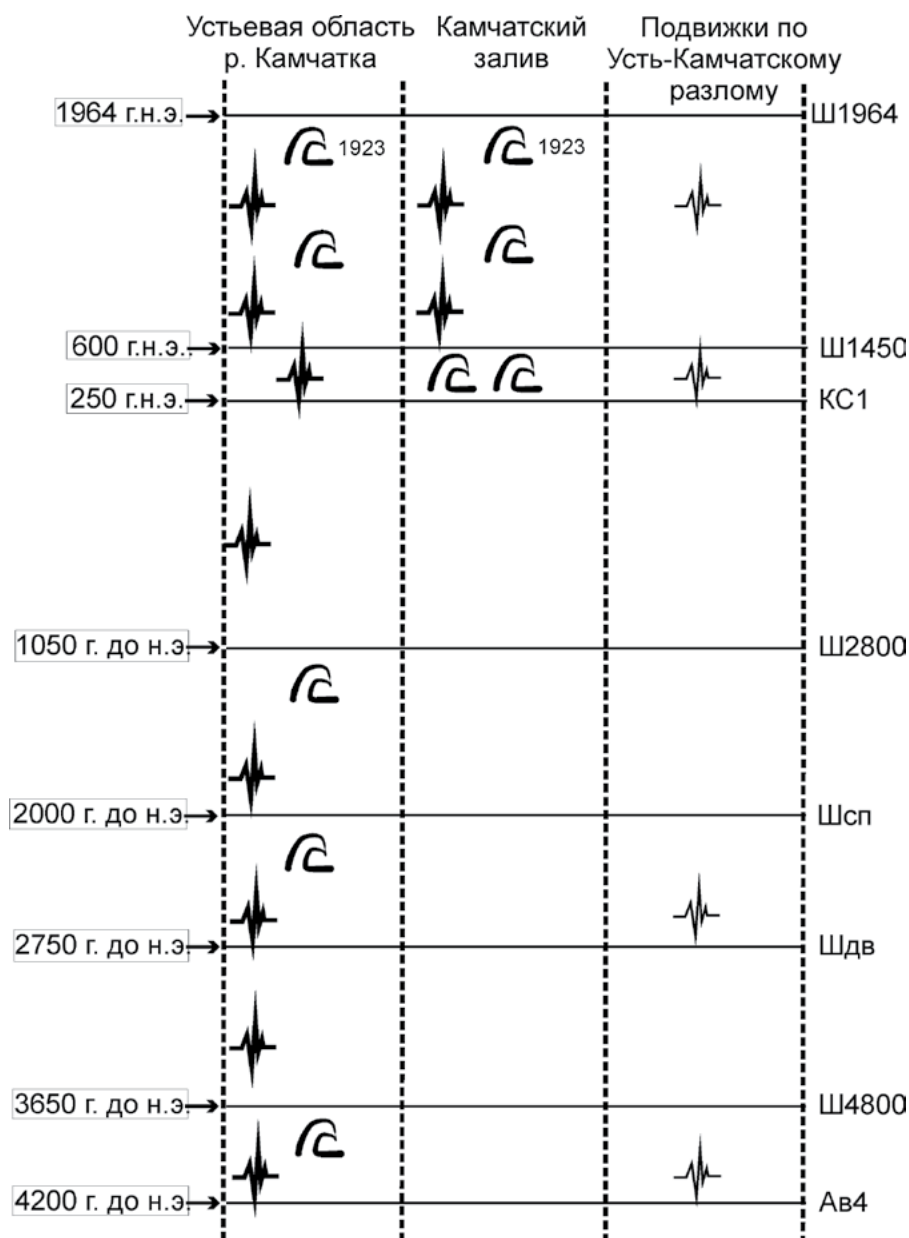


Рис. 4. Летопись субдукционных землетрясений в Камчатском заливе. Обозначения: значок волны – землетрясения с $M \geq 8$, сопровождавшихся сильными цунами; значок сейсмограммы жирный – с $M \geq 8.2 - 8.4$, сопровождавшихся цунами и заметными (≥ 0.5 м) косейсмическими деформациями земной поверхности на побережье; значок сейсмограммы тонкий – установленные подвижки по Усть-Камчатскому коровому разлому [5]. Справа по вертикальной шкале показаны индексы маркирующих горизонтов вулканических пеплов, слева дан их калиброванный возраст, в годах нашей эры (г.н.э.) и до нашей эры (г. до н.э.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д. Маркирующие прослои голоценовой тефры Восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С.80-96.
2. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева и др. Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2001. С. 235-252.

3. Гусев А.А. Схема очаговых зон сильных землетрясений Камчатки за инструментальный период // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2004. С. 75-80.
4. Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Черный Яр – реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3-18.
5. Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2012. № 1. С. 138-159.
6. Пинегина Т.К. Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений тихоокеанского и берингоморского побережий Камчатки по отложениям палеоцунами: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский, 2014. 43 с.
7. Abe K. Quantification of historical tsunamis by the Mt scale // Zisin, J. Seismol. Soc. Jpn. 1999. Vol. 52. P. 369-377 (in Japanese with English abstract).
8. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. Vol. 47. P. 125-139.
9. Gorbato V., Kostoglodov V. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subduction slab: general empirical relation and its application // Tectonophysics. 1997. Vol. 277. P. 165-187.
10. Lander A.V., Shapiro M.N.. The Origin of the Modern Kamchatka Subduction Zone: Volcanism and Subduction; the Kamchatka region // Geophysical AGU Monograph. Series: Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region / ed. by: J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izvekov, M. Kasahara, J. Lees. Washington: AGU, 2007. Vol.172. P. 57-64.
11. Levin V., Park J., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A. Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions // Tectonophysics. 2002. Vol. 358. P. 233-265
12. Park J., Levin V., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A. A dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka plate corner: Plate boundary zones // Geodynamics series 30, AGU 2002. P. 295-324.
13. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M. et al. Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka Peninsula // Geophysical AGU Monograph. Series: Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region / ed. by: J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izvekov, M. Kasahara, J. Lees. Washington: AGU, 2007. Vol.172. P. 263-282.
14. Wells D.L., Coppersmith K. J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. Vol. 84, N. 4. P. 974-1002.

УДК 551.21 (574.645)

**ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ МЕГАЦУНАМИ ДЛЯ РАЙОНА ЮЖНЫХ КУРИЛ НА
ОСНОВЕ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ**

*Н.Г. Разжигаева¹, Л.А. Ганзей¹, В.М. Кайстренко², Т.А. Гребенникова¹,
А.А. Харламов³, А.О. Горбунов²*

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова, г. Москва, Россия

nadyar@tig.dvo.ru

Для Дальнего Востока России практически нет летописных свидетельств о цунами, произошедших до XX века, поэтому при оценке цунамиопасности побережья особое значение имеют данные по проявлению крупных цунами в историческое время и в недавнем геологическом прошлом. Особую важность представляет выяснение частоты проявления мегацунами, то есть цунами трансокеанического масштаба, реконструкция их параметров на берегах разного типа, определение возраста и межрегиональная корреляция событий. Недостаточное количество исторических наблюдений не позволяет получить надежные данные о проявлении мегацунами, выявить их интенсивность, особенности воздействия на природную среду и развитие берегов. Единственным способом получения данных о сильнейших цунами для длительных промежутков времени являются геологические методы выявления следов палеоцунами, запечатленных в голоценовых разрезах в виде прослоев морского песка, простирающихся далеко за пределы зоны штормового воздействия. Актуальность исследований определяется тем, что большая часть побережий Тихоокеанской России относится к сейсмоактивной зоне, где часто происходят землетрясения, сопровождающиеся цунами. Побережье находится также в зоне воздействия трансокеанических цунами, эпицентры которых находятся около Южной и Северной Америки.

В результате многолетних работ по изучению отложений палеоцунами на юге Курильских островов для отдельных участков получены детальные геологические летописи крупных цунами. Следующий этап исследований должен включать выделение следов мегацунами на основе межрегиональных корреляций событий, оценку их пространственного масштаба, частоты проявления на берегах разного типа в разных районах.

Цунами мегамасштаба, произошедшие на разных участках периферии Тихого океана в течение двух последних столетий, за исключением двух японских, произошедших в 1933 и 2011 гг., и одного Чилийского в 1960 г., плохо задокументированы. К мегацунами относятся и последние события – Индонезийское 2004 г. и Японское (Тохоку) 2011 г., имевшие трансокеанический масштаб. Осадки этих цунами, как и других сильных цунами, произошедших в последние десятилетия, хорошо изучены на участках побережья, отличающихся геоморфологическим строением и литодинамической ситуацией, где цунами имели разную интенсивность и характер проявления. Эти данные являются базой для понимания особенностей осадконакопления во время цунами и оценки информативности состава цунамигенных осадков для палеорекоkonструкций. В то же время не все методические вопросы при выделении мегацунами в прошлом остаются ясными: какие цунами из разряда сильных, проявившихся на конкретных участках побережья, можно рассматривать, как мегасобытия, а какие были сильные, но имели локальное распространение.

Для палеорекоkonструкций проявления цунами трансокеанического масштаба в прошлом и оценки их повторяемости важно понять, чем отличаются осадки, образованные на краевых частях распространения волн цунами от осадков, образованных в зоне максимальных заплесков. В методическом плане, с нашей точки зрения, оказались очень полезными

результаты изучения осадков современных цунами – Тохоку цунами 2011 г. и Шикотанского цунами 1994 г. на Южных Курилах.

Тохоку цунами имело трансокеанический характер, основная энергия волн была направлена в сторону северо-востока о. Хонсю и Тихого океана, Курильские острова оказались в краевой части распространения цунами, расстояние до эпицентра составило 750 – 800 км. Замеры высоты заплесков, сделанные очевидцами на Южных Курилах сразу после прохождения цунами, варьировали от 0.5 до 3 м, максимум был отмечен в бух. Крабовой, о. Шикотан [2]. Обследование проявления Тохоку цунами на Южных Курилах, проведенное через полгода после землетрясения, показало, что на побережье изученных островов заплеск был не более 3 – 4 м, максимальные заплески (около 5 м) были замерены на северо-востоке о. Зеленый и о. Шикотан в районе м. Край Света [4]. Изучение осадков Тохоку цунами проводилось на о-вах Кунашир, Шикотан, Зеленый, Юрий, Танфильева. Получены данные по осадкам, отобраным сразу после цунами со льда, через полгода и полтора года после события. Покровы песков и илов обнаружены только в закрытых бухтах, имевших ледяной покров. Волны цунами взломали лед, что вызвало даже при небольших величинах заплеска эрозию дна на мелководье и разрушение торфяников на низменных участках побережья. Содранный льдинами материал и послужил источником накопления покрова илов в бухтах Крабовая и Отрадная. Осаждение тонкого материала, вероятно, было связано с продолжительным стоянием воды и выпадением материала как из придонного слоя, так и из суспензии, когда волна достигла максимума и потеряла свою энергию. Здесь были образованы покровы илов, протягивающиеся до 106 м вглубь суши. Повторное обследование побережья в 2012 г. показало хорошую сохранность осадков цунами через полтора года после события.

На тихоокеанском побережье Шикотана во время прохождения цунами льда не было. Следы цунами через полгода после события маркировались только полосой морского мусора, деревяшками, травой, водорослями, зостерой и пр. В открытых бухтах встречаются редкие валуны, гальки и пятна песка. Такие осадки в разрезах не сохраняются. Подобную картину мы наблюдали на островах на юге Малой Курильской гряды. Исключением является закрытая бухта Малая Церковная, отделенная от океана о. Айвазовского, в южной части которой расположена небольшая бухточка, образованная после косейсмического опускания острова в 1994 г. и представляющая собой затопленную приустьевую зону реки. На берегу цунами образовало покров алевритистых песков и песчанистых алевритов шириной до 78 м, мощностью до 14 см в понижениях рельефа. Вглубь суши мощность осадков уменьшается до 1 см, покров становится не сплошным, осадок залегает пятнами. Наличие стратифицированных разрезов осадков цунами указывает на прохождение нескольких волн цунами. Изучение состава бентосных фораминифер и диатомей в осадках Тохоку цунами в разных бухтах Южных Курил показало, что основным источником материала были разнофациальные отложения, эродированные в пределах верхней части берегового склона и побережья. Хорошая сохранность микрофоссилий и наличие колоний бентосных морских диатомей свидетельствуют о низкой турбулентности потока и небольшой дальности переноса.

Другим событием, которое ярко проявилось на Южных Курилах, было Шикотанское цунами 1994 г., высота заплеска которого составляла на о. Шикотан 5 – 7 м [1]. Поиски осадков цунами 1994 г. были проведены нами через 10 – 15 лет после события. Несмотря на то, что цунами было одним из наиболее сильных событий за исторический период, осадки были найдены лишь в нескольких точках на тихоокеанской стороне островов Шикотан (бух. Димитрова, Агатовая, Церковная и Малая Церковная), Танфильева и Кунашир. На побережье о. Шикотан со стороны Южно-Курильского пролива, где зона затопления достигала 450 м [1], осадки не были обнаружены. Песок залегает пятнами или узкими полосами. Мощность осадков не превышает 2 см, они перекрыты слоем дерна или моховой подушки. Зона осадконакопления располагалась на разном удалении от уреза моря (от 130 до 470 м). Во всех случаях зона накопления осадков не достигала границы зоны затопления. Наиболее благоприятные условия для осаднения и захоронения осадков цунами создавались в нижней части заболоченных долин в пределах небольших понижений за древними штормовыми валами. Сравнение гранулометрического состава осадков Тохоку цунами и цунами 1994 г. в бух. Малая Церковная показывает, что в

осадках цунами 1994 г. больше крупных фракций, как правило, они полимодальные. Вероятно, это связано с тем, что цунами 1994 г. было более сильным и вызвало большую эрозию, материал поставлялся с большей территории из разных источников, в том числе перерабатывался склоновый материал.

На юге Малой Курильской гряды также были обнаружены осадки цунами, произошедшего недавно. На о. Зеленый в бух. Рудня под дерном обнаружен прослой средне-мелкозернистого песка (мощностью до 2 – 3 см) явно морского происхождения, который хорошо прослеживается в разрезах торфяников до высоты более 10 м. Предполагается, что он был образован в конце XIX века, поскольку залегает выше прослоев маркирующих вулканических пеплов Та-а и Ко-с2. Привязка этого прослоя представляет большой интерес, поскольку за годы инструментальных наблюдений таких событий на юге Курил не было зафиксировано. Можно предположить, что на о. Зеленый ярко проявилось цунами 22.03.1894 г. ($M = 8.2$), следы которого обнаружены на побережье Восточного Хоккайдо [5]. Возможно, осадки этого же цунами встречены на о. Юрий в кровле торфяника на перешейке и торфяника на побережье бух. Грозная о. Танфильева, где этот прослой прослеживается на расстояние 150 м.

Изучение осадков этих трех событий имеет большое значение для понимания ситуации, которую мы восстанавливаем при реконструкции палеособытий. Если мы в разрезах встречаем подобные осадки, трудно предположить, каков был пространственный масштаб событий, не имея данные по одновозрастным цунами, проявившимся в сопредельных регионах. Но и межрегиональные корреляции не всегда будут однозначными для выделения цунами трансокеанического масштаба. Как показало изучение осадков Тохоку цунами на Южных Курилах, даже такое событие в районе, расположенном недалеко от очага, но оказавшегося в периферийной зоне распространения волн, будет плохо зафиксировано в геологических разрезах. Поэтому следы сильных событий, оставивших хорошо выраженные осадки на побережьях разных бухт на разных островах, которые хорошо коррелируются по возрасту, можно на данном этапе изучения рассматривать лишь как кандидаты в мегацунами.

Поиск осадков палеоцунами проводился в тех же бухтах, где изучались осадки современных цунами. Возраст осадков определялся на основе данных тефрастратиграфии и большого массива радиоуглеродных дат. Наиболее подробная летопись для региона получена для Малой Курильской гряды. Особенно информативным оказалось тихоокеанское побережье о. Шикотан, где обнаружены следы разных по интенсивности событий, но вглубь суши прослеживаются только следы наиболее сильных цунами. На малых островах на юге гряды обнаружены только осадки крупных цунами, сопровождавшихся эрозией.

Инструментальные наблюдения, которые проводятся в районе Южных Курил с середины XX века, зарегистрировали многочисленные цунами разной интенсивности [3], но в разрезах торфяников на побережье обнаружены осадки, оставленные только 2 – 3 цунами. Отсутствие песков цунами может объясняться тем, что большинство этих волн имело высоту заплеска менее 5 м. Такие цунами, как правило, не сопровождаются интенсивной эрозией и не оставляют протяженных осадочных покровов. Часть осадков предыдущих событий могла быть уничтожена последующими цунами, если они проходили через незначительные интервалы времени. Изучение следов палеоцунами в разрезах голоценовых отложений Южных Курил показало, что проявление этих событий в недавнем геологическом прошлом имело больший масштаб, чем в XX веке.

Из исторических событий наиболее сильно проявилось цунами XVII века, следы которого зафиксированы в ряде разрезов на разных островах. На о. Шикотан из торфа, залегающего под верхним прослоем цунамигенных песков, который прослеживается вглубь суши в разрезах торфяников на побережье разных бухт получены ^{14}C -даты: 400 ± 60 л.н., 440 ± 80 кал. л.н., ЛУ-6321; 280 ± 40 л.н., 370 ± 60 кал. л.н., ЛУ-6322; 260 ± 80 л.н., 300 ± 140 кал. л.н., ЛУ-6116; 290 ± 80 л.н., 330 ± 130 кал. л.н., ЛУ-5764; в закрытых бухтах Крабовая и Отрадная – 350 ± 110 л.н., 390 ± 110 кал. л.н., ЛУ-7058; 390 ± 40 л.н., 430 ± 70 кал. л.н., ЛУ-7088. Зона затопления была не менее 0.7 км при высоте заплеска более 5 м. На о. Полонского возраст этого цунами оценивается около 300 лет, выше прослоя цунамигенного песка обнаружены вулканические пеплы Ко-с2 (1694 г.) и Та-а (1739 г.), из нижележащего торфа получены ^{14}C -даты 190 ± 90 л.н., 200 ± 130 кал. л.н., ЛУ-6590;

200 ± 60 л.н., 190 ± 120 кал. л.н., ЛУ-6591. Прослой песка прослежен на расстояние более 450 м от берега. На о. Зеленый цунами XVII века было очень сильным, высота волны могла превышать 10 м. Цунамигенный песок (мощность до 3 – 5 см) залегает под пепловыми прослоями Ко-с2 и Та-а и наиболее хорошо выражен в северной части острова. На о. Юрий осадки этого цунами выходят под прослоем вулканического пепла Ко-с2, прослеживаются до высоты более 10 м и содержат не только морские диатомеи, но и обломки радиолярий. Из нижележащего торфа получена ¹⁴C-дата 370 ± 50 л.н., ГИН-13008. Осадки цунами XVII (XVI-XVII) века широко распространены на побережье Восточного Хоккайдо [5, 6].

Сильное позднеголоценовое цунами произошло около 700 л.н. На о. Шикотан по торфу, подстилающему цунамигенные пески в разных частях острова, получены ¹⁴C-даты: 670 ± 70 л.н., 640 ± 60 кал. л.н., ЛУ-5932; 790 ± 60 л.н., 740 ± 50 кал. л.н., ЛУ-6143; в бух. Крабовая 620 ± 100 л.н., 620 ± 60 кал. л.н., ЛУ-7059. Подобный возраст по скоростям торфонакопления был установлен для палеоцунами, проявившемся на побережье о. Полонского (бух. Щерблыкина и Южная), а также на о-вах Зеленый, Юрий. В южной части о. Танфильева под осадками этого цунами получена ¹⁴C-дата 710 ± 80 л.н., 670 ± 70 кал. л.н., ЛУ-7082. Цунами XIII века также проявилось на побережье Восточного Хоккайдо [5, 6].

На юге Курил ярко проявилось цунами около 1 тыс. л.н. На о. Шикотан осадки этого цунами были обнаружены как с тихоокеанской стороны острова (1060 ± 50 л.н., 1000 ± 50 кал. л.н., ЛУ-5762; 1000 ± 80 л.н., 920 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5761; 870 ± 90 л.н., 820 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5755; 970 ± 90 л.н., 890 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5922; 1120 ± 80 л.н., 1070 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5766), так и со стороны Южно-Курильского пролива – в бух. Хромова, (1030 ± 80 л.н., 950 ± 100 кал. л.н., ЛУ-6578), Отрадная (1010 ± 100 л.н., 940 ± 110 кал. л.н., ЛУ-7089) и Крабовая (1020 ± 130 л.н., 950 ± 140 кал. л.н., ЛУ-7349). На о. Полонский осадки сильного цунами, произошедшего около 1000 л.н., обнаружены в разрезах торфяников бух. Щерблыкина и Южная на высоте более 6 м и прослежены вглубь суши на расстояние более 700 м. Высота волн во время этого события на о-ве Зеленый достигала 7–8 м, зона затопления – более 0.8 км. На побережье бух. Рудня (тихоокеанская сторона острова) из торфа, подстилающего цунамигенный песок, получена ¹⁴C-дата 980 ± 90 л.н., 900 ± 90 кал. л.н., ЛУ-6881. Осадки этого же цунами обнаружены и на о. Юрий. На о. Танфильева осадки этого цунами найдены в южной части острова, из нижележащего торфа получена ¹⁴C-дата 1210 ± 60 л.н., 1160 ± 80 кал. л.н., ЛУ-6325.

В разрезах торфяников выше прослоя вулканического пепла Та-с влк. Тарумаи, о. Хоккайдо (2.3-2.5 кал. тыс. л.н.) обнаружены осадки еще двух-трех сильных цунами, возраст которых оценивается около 1,5 тыс. л.н. (1490 ± 50 л.н., ГИН-13026; 1440 ± 130 л.н., 1370 ± 130 кал. л.н., ЛУ-6114), около 1.7 тыс. л.н. (1780 ± 90 л.н., 1710 ± 110 кал. л.н., ЛУ-7350; 1870 ± 100 л.н., ГИН-13009) и около 2 тыс. л.н. (2090 ± 80 л.н., 2090 ± 120 кал. л.н., ЛУ-7084; 2100 ± 80 л.н., 2110 ± 120 кал. л.н., ЛУ-5923). Следы близких по возрасту палеоцунами также были обнаружены на Восточном Хоккайдо [5, 6].

При определении возраста более древних цунами получен большой разброс данных по возрасту отдельных событий, что может быть связано с тем, что в основу палеореконструкций положен, главным образом, материал, полученный в результате бурения торфяников. Болотные массивы сильно обводнены, что не позволяет вскрыть разрезы шурфами и отобрать материал для более точного датирования. В ряде точек удалось отобрать образцы из шурфов только в засушливые годы. Естественные обнажения, включающие цунамигенные осадки, чрезвычайно редкие. Можно отметить разрез бух. Рудня с тихоокеанской стороны о. Зеленый, где обнаружен торфяник, накопление которого началось на границе позднего плейстоцена-голоцена, включающий прослой цунамигенных песков среднеголоценового и позднеголоценового возраста, лежащих ниже вулканического пепла Та-с. На о. Шикотан информативное обнажение обнаружено на побережье бух. Хромова, которое фиксирует детальную летопись сильных цунами средне-позднеголоценового возраста.

В методическом плане при выделении следов сильных палеоцунами без ответа пока остается вопрос, всегда ли в условиях небольших островов с дефицитом наносов в береговой зоне цунами могли оставлять непрерывные слои песка, которые протягиваются вглубь суши на большие расстояния. Изучение комплексов диатомовых водорослей в разрезе покровного

торфяника о. Полонского в центре острова в 2 км от берега океана показало наличие в отдельных прослоях торфа большого количества морских видов (до 30%), что свидетельствует о том, что во время отдельных событий остров мог полностью покрываться волной цунами. В отдельных прослоях торфа в пресноводных комплексах диатомей на фоне доминирования типичных болотных видов обнаружены представители озерного планктона, донные формы и эпифиты (до 25%). Створки этих видов могли попасть в центральную часть болота только благодаря переносу волной цунами из береговых озер. Таким образом, данные диатомового анализа могут служить хорошим индикатором проявления сильных цунами, которые заносят в континентальные отложения морские виды или виды, экология которых кардинально отличается от фонового комплекса. При дефиците обломочного материала в береговой зоне и на подводном береговом склоне этот метод может быть одним из ключевых при реконструкции заплесков сильных цунами в разрезах торфяников без прослоев цунамигенных осадков.

В целом, можно оценить повторяемость наиболее сильных цунами, проявившихся на побережье Южных Курил около 300 – 400 лет, что согласуется с данными, полученными для Восточного Хоккайдо.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00497) и ДВО (проект 12-И-П4-06).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кайстренко В.М., Гусяков В.К., Джумагалиев В.А. и др. Проявление цунами 4 октября 1994 года на Шикотане // Проявления конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. VIII). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 55-73.
2. Кайстренко В.М., Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Проявление цунами Тохоку цунами 11 марта 2011 года на Российском тихоокеанском побережье // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38, № 1. С. 41-64.
3. Соловьев С.Л. Основные данные о цунами на тихоокеанском побережье СССР, 1937–1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 61-136.
4. Kaistrenko V., Razjigaeva N., Kharlamov A., Shishkin A. Manifestation of the 2011 Great Tohoku Tsunami on the Coasts of the Kuril Islands: A Tsunami with Ice // Pure and Appl. Geophysics. 2013. Vol. 170, № 6–8. P. 1103-1114.
5. Nanayama F., Shigeno K., Shitaoka Y., Furukawa R. Geological Study of unusual tsunami deposits in the Kurile Subduction Zone for mitigation of tsunami disasters // The tsunami threat – research and technology. Rijeka: InTech, 2011. P. 283-298.
6. Nishimura Y., Hirakawa K., Nakamura Y., Miyaj, N., Kamatsu M. Characteristics of historical tsunami events of Eastern Hokkaido, Japan, revealed by sedimentary faces of the tsunami deposits // Abstracts of IUGG 2003, Sapporo, Japan. B 148.

ИСКЛЮЧИТЕЛЬНОЕ ОПРЕСНЕНИЕ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗООПЛАНКТОНА

К.А. Рогачев, Н.В. Шлык

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
rogachev@poi.dvo.ru

ВВЕДЕНИЕ

Паводок 2013 г. на Дальнем Востоке стал самым крупным за весь период наблюдений [3]. Наводнение носило катастрофический характер и охватило огромные территории в России и Китае. Поэтому следует ожидать, что его последствия должны быть выражены в изменении структуры прибрежных вод Охотского моря, поскольку в северо-западную часть Охотского моря стекают многочисленные реки Хабаровского края, крупнейшими из которых являются Амур, Уда, Охота, Кухтуй, Иня и Тугур. Кроме крупных рек в Охотское море стекает много мелких, сток которых не определен, но который формирует прибрежное течение. Такое прибрежное течение переносит пресную воду вдоль северного побережья Хабаровского края в заливы Шантарского архипелага (рис. 1). Заливы имели важное промысловое значение с XIX в. [1–2]. Шантарский архипелаг входит в район воспроизводства аяно-шантарской популяции краба. Его заливы являются местом питания полярных китов [1–2, 8–9]. Вместе с тем океанография этого региона и распределение зоопланктона не изучены. В то же время спутниковые данные указывают на сложную динамику вод. Единственные детальные океанографические работы были выполнены ТОИ в 2004 и 2013 гг. в зал. Академии. Наблюдения 2013 г. являются единственными, выполненными в период экстремального паводка на Дальнем Востоке.

Мы рассматриваем океанографические условия (циркуляцию вод и распределение солености) для того, чтобы показать значительное опреснение прибрежных вод в результате экстремальных осадков, последствия которых в Охотском море до сих пор не исследовались. Мы также сравниваем планктонные обловы, выполненные в период исключительного опреснения прибрежных вод, с полученными нами ранее данными. Интерес к понижению солености Охотского моря связан также с изменением климата океана.

ДАННЫЕ

Спутниковые и метеорологические данные. Метеорологические данные предоставлены мировым центром данных (www.meteo.ru, www.rp5.ru). Ряды данных об осадках содержат информацию с 1966 г. После 1966 г. изменений в методиках измерений и обработки не происходило, поэтому ряды сумм осадков можно считать однородными. За норму приняты рассчитанные средние многолетние месячные суммы осадков за период с 1966 по 2012 гг.

Данные радиометра MODIS с разрешением 250 м (спутники AQUA, TERRA), предоставленные Центром коллективного пользования Регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН использованы для определения дрейфа льда. Для определения течений по спутниковым данным были выбраны крупные льдины, хорошо различимые длительное время. Для временного ряда изображений дрейфующего льда были построены вектора перемещений льдин и рассчитаны скорости их дрейфа.

Прямые океанографические наблюдения. Материалы наблюдений собраны в экспедициях ТОИ ДВО РАН. Мы также использовали коллекцию исторических данных (рис. 1).

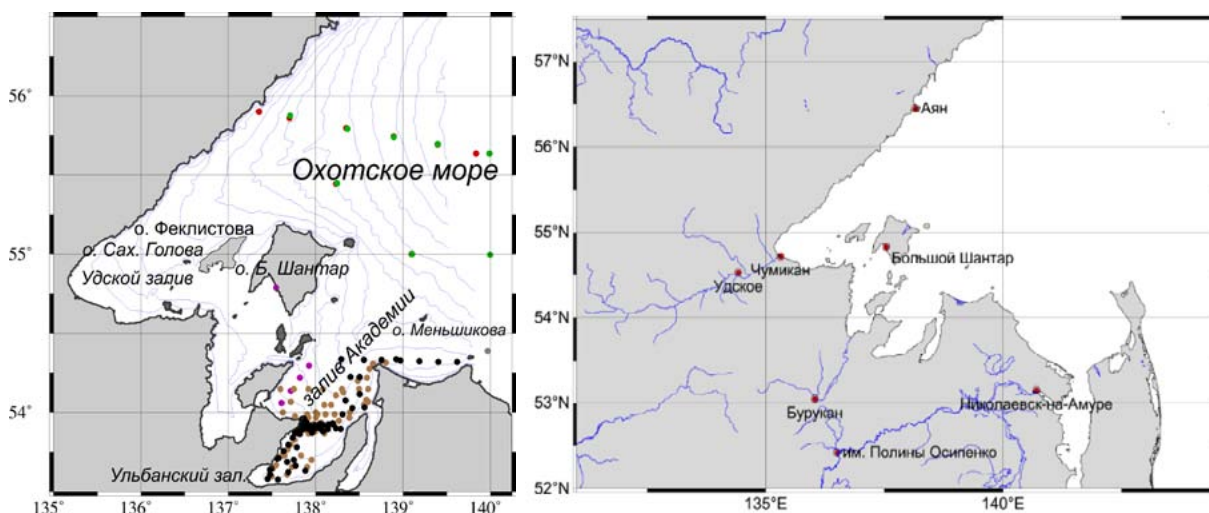


Рис. 1. Район исследований и положение станций, выполненных в 1999 – 2013 гг. Показаны изобаты через 10 м. На правом рисунке показаны метеорологические станции, данные которых использованы в работе.

Для измерения течений были использованы четыре буйковых станции с электромагнитными инструментами S4 InterOcean и Infinity JFM, которые были выставлены в зал Академии в разные годы. По этим данным рассчитаны приливные гармоники и среднее течение. Детальные наблюдения за термохалинной структурой вод выполнены зондом Seabird 19. Для сбора планктона применялась сеть Sea-Gear. Вместе с сетью использовался измеритель потока Hydro-Bios для определения объема фильтрации. После чего рассчитывалась плотность распределения зоопланктона. Это первые детальные обловы в регионе с использованием измерителя потока. Всего выполнено более 200 станций с отбором планктонных проб на разных горизонтах, 200 зондирований СТД, три суточных станции и четыре постановки заякоренных буйев с измерителями течений и уровня моря.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Осадки и сток пресной воды на побережье Хабаровского края в 2013 г. Густая речная сеть северного побережья Хабаровского края включает крупные реки побережья Охотского моря, к которым относятся Амур, Уда, Тугур, Охота, Кухтуй, Ульбея, Иня, Кава и Тауй. Вместе с ними сток пресной воды формируют многочисленные мелкие реки северо-западного побережья Охотского моря. Внутригодовое распределение стока рек неравномерно. Весеннее половодье начинается в конце апреля и продолжается до начала июня. Площадь водосбора Амура в 30 раз, а среднегодовой сток в 20 раз больше, чем Уды.

В теплую часть года с апреля по октябрь в море стекает основная масса воды. Интенсивность весеннего половодья определяется запасом снега к его началу и интенсивностью таяния. Пик половодья наблюдается в конце мая. Паводок начинается после весеннего половодья в конце июня. Наибольшие значения стока отмечаются в июне [4]. При продолжительных дождях средней интенсивности на реках региона формируется значительный расход.

В зимний период с декабря 2012 по февраль 2013 г. на станциях Удское, Чумикан, Бурукан, Полины Осипенко и в Николаевске-на-Амуре сумма выпавших осадков была в 1.4 – 2.5 раза больше нормы. При этом в октябре 2012 г. общая сумма осадков превышала норму в 2 раза, а на станции Аян – в 3.8 раза, на станции Большой Шантар – в 3.5 раза. Тем самым северо-западное побережье Охотского моря было переувлажнено уже осенью 2012 г. Весной 2013 г. (март – май) норма осадков здесь была превышена в 1.5 – 2.6 раза (рис. 2). Наибольшие суммы осадков наблюдались на станциях Аян, Удское, Чумикан (рис. 2), Бурукан и Николаевске-на-Амуре. Летом (июнь – август) превышение нормы наблюдалось на всех станциях северо-западного побережья Охотского моря.

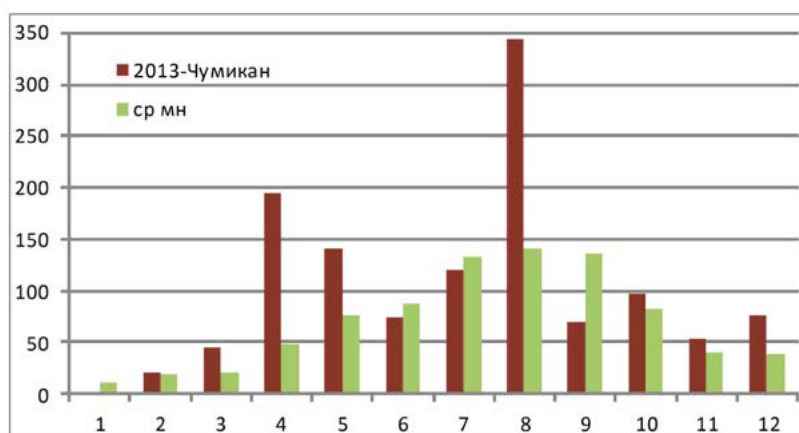


Рис. 2. Сумма осадков (мм) на станции Чумикан в северо-западной части Охотского моря в сравнении со средним многолетним (ср. мн.) значением. Положение станций показано на рисунке 1.

Спутниковые данные. Спутниковые наблюдения указывают, что узкое прибрежное течение в северо-западной части Охотского моря содержит длинную цепь антициклонических вихрей. Ширина течения около 40 – 50 км, а средняя скорость около 34 см/с. Течение прослеживается по крайней мере от полуострова Лисянского до Шантарского архипелага. Прибрежное течение переносит значительную часть речного стока многочисленных рек побережья и до сих пор не определенную часть стока Амура. Осадки, выпадающие на северном побережье Хабаровского края, определяют соленость вод Охотского прибрежного течения. Спутниковые данные указывают на антициклоническую циркуляцию вод вокруг о-ва Большой Шантар и островов архипелага. Последовательность спутниковых изображений с 26 июня по 7 июля 2013 г. позволила определить траектории отдельных льдин и рассчитать скорость их дрейфа. Этот поток представлял собой узкое струйное течение шириной около 20 км у северного побережья острова. Максимальная скорость потока на северо-восточном шельфе о. Большой Шантар составила около 40 см/с, на северо-западном шельфе о. Феклистова поток был направлен на северо-восток со скоростью до 40 см/с. К востоку от о. Большой Шантар поток был направлен на юг в зал. Академии. Однако большой антициклонический вихрь между островами Большой Шантар и Меньшикова блокировал поток вод из северной части Охотского моря в зал. Академии.

Прямые наблюдения. Прямые наблюдения за течениями были выполнены в 2004 – 2013 гг. Все инструменты показали сильные полусуточные приливные течения. Приливные эллипсы M2 для буюв в центральной части залива сильно поляризованы, с главной осью, направленной в залив. Средний поток в верхнем слое был направлен в залив со средней скоростью около 4 см/с в глубокой части залива. Средний поток у западного берега был направлен из залива на северо-запад со скоростью около 7 см/с. Тем самым в зал. Академии наблюдается антициклоническая циркуляция, интенсивность которой меняется во времени.

Структура вод. Первая детальная съемка была выполнена в 2004 г. В вершине залива летом наблюдалась высокая стратификация, связанная с водой низкой солености в верхнем слое. В северную часть залива поступала холодная и соленая вода из северной части Охотского моря.

Наблюдения в 2013 г. показали значительное понижение солености по сравнению с 2004 г. (рис. 3). Соленость в верхнем 5-метровом слое составляла менее 20, максимальные значения солености у дна немного превышали 27. Соленость в придонном слое в 2004 г. в Ульбанском заливе была 31, а соленость в верхнем слое была на 8 единиц выше, чем в 2013 г.

Концентрация зоопланктона. Основной вклад в биомассу планктона в заливе в августе 2004 г. составляли арктические виды зоопланктона: большие копеподы (*Calanus glacialis*) и птероподы одного вида (*Limacina helicina*). Доля моллюсков *Limacina helicina* достигала 0.94 (ст. 38, концентрация 2073 мг/м³). Доля *Calanus glacialis* составила около 0.67 на севере залива и была очень низкой на юге. По нашим наблюдениям залив разделен на две области, в которых доминируют разные виды зоопланктона. В вершине залива доминировали мелкие копеподы.

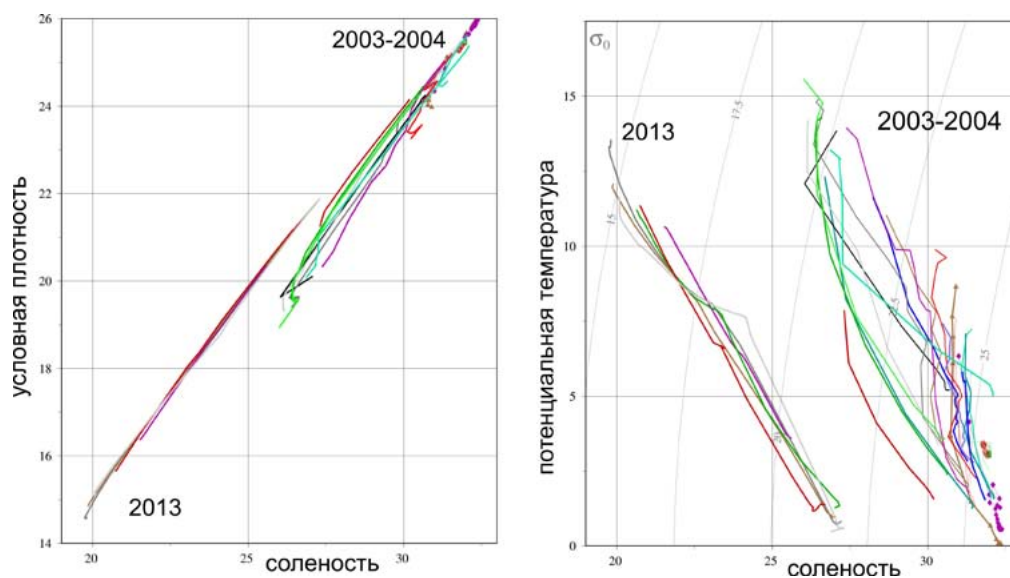


Рис. 3. Сильное опреснение в зал. Академии в 2013 г. по сравнению с 2003 и 2004 гг.

Высокая концентрация птеропод *Limacina helicina* и копепод *Calanus glacialis* обнаружена только в 2004 г. в месте поступления холодных и соленых шельфовых вод Охотского моря. В южной части зал. Академии в верхнем слое воды, имеющем низкую соленость, наблюдались скопления мелких копепод (*Pseudocalanus* spp.).

Концентрация больших копепод *Calanus glacialis* в 2013 г. была на порядок ниже по сравнению с 2004 г. (табл. 1).

Таблица 1. Концентрация *Calanus glacialis* в 2013 и 2004 гг. в заливе Академии

год	станция	дата	<i>C. glacialis</i> , мг/м ³	<i>C. glacialis</i> , экз/м ³	<i>C. glacialis</i> , мг/экз
2013	102	8.09	56	25	2.18
2013	112	10.09	0.46	0.21	2.17
2004	3	29.07	615	292	2.11

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2013 г. в прибрежных водах северо-западной части Охотского моря наблюдалась низкая соленость, что явилось результатом экстремального паводка в регионе осенью 2012 г., зимой, весной и летом 2013 г. В этот период сумма осадков значительно превышала норму, а сток Амура был рекордным. Паводок 2013 г. на Амуре стал самым сильным за весь период наблюдений на Дальнем Востоке. Одновременно со значительным понижением солености в прибрежных водах мы обнаружили уменьшение концентрации доминирующих видов зоопланктона – моллюсков *Limacina helicina* – и концентрации больших копепод *Calanus glacialis*. Концентрация больших копепод сократилась на порядок.

Для того чтобы понять механизмы воздействия изменения климата океана на структуру прибрежных вод и экосистемы Охотского моря, необходимы новые наблюдения в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дорошенко Н.В. Гладкие киты Охотского моря // Изв. ТИНРО. 1996. Т. 121. С. 14-25.
2. Линдгольм О.В. Китовый промысел // Русское судоходство. СПб., 1888. С. 11-28.
3. Махинов А.Н., Ким В.И., Воронов Б.А. Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия // Вестн. ДВО РАН. 2014. № 2. С. 5-14.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 19 / ред. В.В. Куприянов. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 284 с.

5. Рогачев К.А. Спутниковые наблюдения регулярных вихрей в заливах Шантарского архипелага // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 1. С. 54-60.
6. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Струйное течение Шантарского архипелага по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2014. №5. С. 68-75.
7. Ivashchenko Yu., Clapham P. Bowhead whales *Balaena mysticetus* in the Okhotsk Sea // Mammal Rev. 2010. Vol. 40, N 1. P. 65-89.
8. Lindholm O. Whales and how tides and currents in the Okhotsk Sea affect them // J. with News from the Far East of Russia. 1863. P. 42-43. <http://escholarship.org/uc/item/8j93s3pv#page-1> (дата обращения: 28.01.2015).
9. Rogachev K.A., Carmack E.C., Foreman M.G.G. Bowhead whales feed on plankton concentrated by estuarine and tidal currents in Academy Bay, Sea of Okhotsk // Continental Shelf Res. 2008. Vol. 28. P. 1811-1826.

УДК 551.465

ХАРАКТЕР ВОЗДЕЙСТВИЯ АЛЕУТСКОГО МИНИМУМА АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ ОХОТСКОГО МОРЯ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА

О.С. Седяева

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
o.sedaeva@imgg.ru

Наиболее примечательной особенностью сезонных вариаций уровня Охотского моря, обнаруженной при анализе данных береговых мареографных станций, является наличие в зимний период значительных подъемов уровня вдоль его побережья [2]. Наличие максимума уровня в холодный период года указывает на то, что он не может быть объяснен стерическими эффектами, а отражает, скорее всего, усиление динамических процессов в данном бассейне. Это необычное явление, изучение которого представляет значительный интерес.

Основной причиной формирования зимнего максимума уровня принято считать сезонное изменение характера водообмена Охотского моря с Тихим океаном, которое вызывается перестройкой поля атмосферного давления над северной частью океана. Обусловленные такой перестройкой изменения крупномасштабной циркуляции приводят к интенсификации циклонической циркуляции в масштабах моря [1]. С изменениями барического поля связаны изменения в структуре поля ветра над морем, который на обширных мелководных областях Охотского моря оказывает значительное влияние на циркуляцию его вод.

В данной работе исследовалась связь выраженности Алеутского минимума атмосферного давления, во многом определяющего характер атмосферной циркуляции в Дальневосточном регионе, с изменчивостью уровня Охотского моря, в частности, с выраженностью зимнего максимума уровня на побережье о. Сахалин, и, соответственно, вариациями интенсивности Восточно-Сахалинского течения.

Для анализа вариаций уровня использовались данные альтиметра со спутника *Torax/Poseidon* (1993-2002 гг.) и мареографные данные, полученные на станциях о. Сахалин за 45-летний период. Для исследования колебаний приземного атмосферного давления привлекались непосредственные значения давления в центре Алеутской депрессии (1948-1995 гг.), любезно предоставленные Смолянкиной Т.В. [4], и северотихоокеанский индекс *NP* (1947-2008 гг.). Использовались также карты распределения атмосферного давления и поля ветра над акваторией Охотского моря с сайта *Earth System Research Laboratory* (1981-2010 гг.).

По осредненным за 10-летний период альтиметрическим данным были построены карты пространственного распределения аномалий уровня Охотского моря. Значения аномалий уровня сформированы в виде сетки точек с вдольтрековым шагом около четверти градуса. На картах распределения приземного атмосферного давления и скорости ветра анализируемые данные также сформированы в виде сетки точек с расстоянием около 2.5 градуса.

Анализ данных показывает, что основной особенностью распределения уровенной поверхности в осенний период является наличие области с низкими значениями уровня в северной и восточной частях моря. В этот период Алеутская депрессия начинает оказывать влияние на северную часть Тихого океана, происходит перестройка поля ветра к зимнему муссону. Понижение уровня связано с действием характерных для этого сезона ветров северного румба, вызывающих апвеллинг на северном шельфе моря (сгон сравнительно теплых вод в центральную часть моря и выход на поверхность холодных плотных вод). В работе [5] установлено, что на поверхность выходят воды с глубины 300-400 метров.

Наиболее интересная картина распределения наблюдается в зимний период, когда влияние Алеутской депрессии на акваторию Охотского моря наибольшее. В это время из-за разности

давлений над Сибирью и океаном устанавливаются сильные и устойчивые ветра северного румба. В центральной части моря формируется обширная область с низкими значениями уровня, у побережий наблюдаются зоны высоких значений уровня (рис. 1).

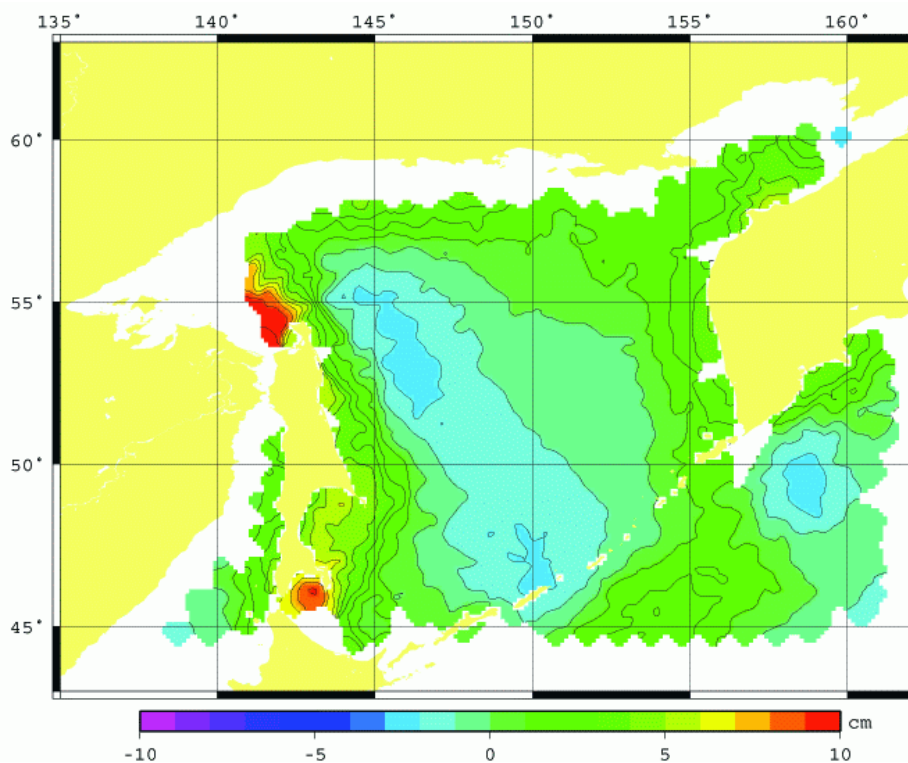


Рис. 1. Карта аномалии уровенной поверхности для декабря, построенная по рядам неперiodической составляющей уровня (вычтен предвычисленный прилив) по данным, полученным при помощи альтиметра спутника TOPEX/POSEIDON (1992-2002).

Область с низкими значениями уровня в центральной части моря обусловлена стоком охлажденных плотных вод с северного шельфа моря во впадину Дерюгина и далее на юг. Начинается этот процесс еще в октябре и продолжается зимой за счет формирования на шельфе сверхплотных вод, чему способствует наличие обширных полыней [5]. Значительные градиенты вдоль побережья указывают на активизацию основных звеньев циркуляционной цепи Охотского моря - Западно-Камчатского, Северо-Охотского и, в особенности, Восточно-Сахалинского течений, где градиенты особенно велики.

Активизация Западно-Камчатского течения связана с усилением залива тихоокеанских вод через проливы Северных Курильских островов, чему способствует усиление Восточно-Камчатского течения, связанное с влиянием Алеутской депрессии.

В это же время (почти синхронно) начинает усиливаться Восточно-Сахалинское течение. Влияние залива тихоокеанских вод на удаленную западную часть моря ограничено, и здесь действует другой механизм.

Сток холодных вод высокой плотности с северного шельфа моря во впадину Дерюгина способствует формированию значительных градиентов поля плотности (отражающиеся в уровенной поверхности) у восточных берегов Сахалина и, соответственно, интенсификации Восточно-Сахалинского течения. Этому также способствует действие сильных и устойчивых ветров северного румба [1]. Следствием этого является транспорт больших объемов льда из холодной северо-западной части моря в его южную часть, а также сток холодных вод Охотского моря в Тихий океан через проливы южной части Курильской гряды. Такое распределение уровенной поверхности хорошо согласуется с зимним максимумом на береговых станциях Сахалина [2]. Этот максимум обусловлен, главным образом, динамическим эффектом, т.е. усилением циклонической циркуляции в зимний период.

В феврале область низких значений в центре Охотского моря расширяется, градиенты уровня в прибрежных районах заметно уменьшаются, что указывает на постепенное ослабление циклонической циркуляции. В марте – апреле начинает ослабевать общее воздействие Алеутского минимума давления на акваторию Охотского моря. На всей его акватории наблюдаются низкие значения уровня, что согласуется с минимумом на береговых станциях. Градиенты уровня повсеместно уменьшаются, циркуляция ослабевает, динамический эффект утрачивает свое влияние. Главную роль начинает играть стерический эффект – минимум обусловлен высокой плотностью вод из-за их выхолаживания.

Как известно, изменчивость приземного атмосферного давления в центре и географического положения Алеутского минимума характеризуется значительными межгодовыми вариациями [4].

Было проведено сравнение сезонных и межгодовых вариаций уровня на станциях, расположенных на восточном и юго-восточном побережье о. Сахалин (Взморье, Стародубское, Корсаков) с колебаниями атмосферного давления и расходом вод Восточно-Сахалинского течения [1]. При этом выявлена достаточно хорошая связь внутригодовых вариаций уровня и атмосферного давления в центре Алеутской депрессии (коэффициент корреляции для Взморья $r = -0,84$). Корреляционная связь между среднемесячными вариациями давления и расходом вод Восточно-Сахалинского течения и связь расхода вод с колебаниями уровня также хорошо прослеживается ($r = -0,66$ и $r = 0,8$ соответственно).

При анализе межгодовых вариаций изучаемых параметров выявлено, что связь давления и уровня слабая ($r = -0,2$), в то время как связь расхода вод с уровнем моря достаточно высокая ($r = 0,72$). Для более подробного анализа были выявлены годы с максимальными и минимальными значениями уровня, атмосферного давления и расхода вод течением, осредненные за декабрь – январь (табл. 1). Проведенное сравнение показало, что в годы наибольшей интенсивности и максимального влияния Алеутской депрессии на акваторию Охотского моря приходятся годы наибольшей интенсивности Восточно-Сахалинского течения и наблюдаются максимальные значения уровня моря на береговых станциях (например, 1963, 1976 гг.). На годы минимального воздействия Алеутского минимума приходятся годы с наименьшими значениями уровня (1954, 1979, 1989 гг.).

Таблица 1. Интенсивность воздействия Алеутского минимума атмосферного давления на колебания уровня Охотского моря и расход вод Восточно-Сахалинского течения (декабрь-январь).

Годы максимальной интенсивности	Алеутский минимум, атмосферное давление (мБар)	Индекс NP	ВС, расход вод (Св)	Взморье, уровень моря (см)
1958	992	0.56	10	178
1963	990	-0.71	11	191
1966	990	-0.57	12	187
1969	990	0.06	7	186
1974	995	-0.67	17	191
1976	991	0.04	15	195
1977	994	0.48	10	183
1983	991	1.13	10	182
1988	993	0.25	10	179
Годы минимальной интенсивности	Алеутский минимум, атмосферное давление (мБар)	Индекс NP	ВС, расход вод (Св)	Взморье, уровень моря (см)
1954	1002	-0.91	5	173
1971	1003	-1.89	10	179
1975	1000	-1.23	10	181
1979	998	-0.5	3	170
1984	999	1.16	8	180
1989	999	-0.58	14	170

Анализ интенсивности исследуемых величин выявил интересную закономерность: за годом минимальной интенсивности следует год с максимальной интенсивностью (1974 и 1975, 1988 и 1989 гг.).

В работе [3] при оценке влияния географического положения Алеутского минимума обнаружена связь широтного положения депрессии с интенсивностью колебаний уровня (коэффициент корреляции $k = -0,5$).

В целом, проведенный анализ показал, что усиление циклонической циркуляции вод Охотского моря, обусловленное воздействием Алеутской депрессии, отражается в значительных высотах уровня моря вдоль побережий в зимний период. Межгодовая изменчивость интенсивности депрессии определяет интенсивность и время усиления Восточно-Сахалинского течения, и, соответственно, выраженность и величину зимнего максимума уровня у берегов о. Сахалин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А.Г., Шевченко Г.В. Межгодовая изменчивость переноса вод Восточно-Камчатским и Восточно-Сахалинским течениями и их влияние на концентрацию растворенного кислорода в Охотском море и тихоокеанской субарктике // Метеорология и гидрология. 2008. №10. С. 70-79.
2. Поежалова О.С., Шевченко Г.В. Вариации среднего уровня Охотского моря // Цунами и сопутствующие явления. Южно - Сахалинск, 1997. С. 131 - 144. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. VII).
3. Седаева О.С., Шевченко Г.В. О взаимосвязи сезонных вариаций уровня моря и атмосферного давления в районе Курильской гряды // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Южно - Сахалинск, 2001. С. 81-93.)
4. Смолянкина Т.В. Многолетняя изменчивость аномалий давления, широты и долготы центров действия атмосферы азиатско-тихоокеанского региона // Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду. Владивосток, 1999. С. 10-16. (Тематич. вып. ДВНИГМИ; №2).
5. Фигуркин А.В. Океанологические условия шельфа и склона Охотского моря в холодную половину года и их влияние на нерест минтая: автореф. дис. ...канд. геогр. наук. Владивосток, 2003. 24 с.

УДК 528.854.2

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ О ПРОЯВЛЕНИЯХ ЦУНАМИ НА ОСНОВЕ ШИАРЛЕТ-ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

К.В. Симонов

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, Россия
simonovkv@icm.krasn.ru

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена проблеме повышения качества обработки и интерпретации визуальных данных путем разработки новых алгоритмических средств решения задач геометрического анализа изображений, основанных на вейвлет- и шиарлет-преобразованиях. Шиарлет-преобразование является новым методом многомерного анализа данных наблюдений. Этот метод отличается возможностью определения анизотропной составляющей в анализируемых данных, что может быть применимым для решения задач обработки изображений.

Идея шиарлет-преобразования опирается на хорошо разработанную теорию вейвлет-анализа и является её естественным расширением. Так, параметрами шиарлет-преобразования являются не только смещение и коэффициент масштабирования, но и сдвиг (shear). Исследования по шиарлет-анализу в последние годы представлены в работах Д. Лабате и Г. Кутинек [1-8]. Шиарлет-преобразование применимо для анализа сложных изображений и учитывает масштаб, пространство и направление. Шиарлет-преобразование позволяет работать с криволинейными сингулярностями, учитывать анизотропные свойства исследуемой среды.

Целью работы является повышение качества обработки и интерпретации визуальных данных путем модификации алгоритмического обеспечения решения задач геометрического анализа изображений. Поставленная цель определила необходимость решения следующих задач: провести анализ методов и алгоритмов геометрического анализа визуальных данных, основанных на вейвлет- и шиарлет-преобразованиях; модифицировать метод геометрического анализа изображений применительно к решению основных задач геомониторинга и появления цунами; выполнить экспериментальные исследования разработанного алгоритмического обеспечения.

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ МЕТОДИКА

Исходя из существующих в современной научной литературе теоретических и методических представлений, предлагается модификация метода геометрического анализа визуальных данных, позволяющая решать широкий класс задач обработки сложных изображений геомониторинга на основе шиарлет-преобразования. При этом на основе исследуемых четырех алгоритмов шиарлет-преобразования [9-14] решаются следующие задачи геомониторинга и проявления цунами: разделение точек и кривых на изображениях; выделение контура на изображениях; фильтрация и шумоподавление.

Предлагается вычислительная методика решения указанных задач, которая состоит из следующих этапов [15-16]:

- подготовительный этап, когда исходное изображение форматируется под расчетный шаблон и намечается последовательность расчетных процедур для оптимального решения поставленной задачи;
- запуск и настройка алгоритмического обеспечения шиарлет-преобразования, выбор конкретного алгоритма в зависимости от поставленной задачи и от условий яркости и контрастности изображений;

- загрузка и обработка исходных изображений для различных расчетных условий в зависимости от поставленной задачи;
- анализ получаемых расчетных изображений в результате шпурлет-преобразования, контрастирование изображения на основе применения алгоритмов *A*, *B*, *C* и *D*, которые определяются следующим образом: *A* – алгоритм FFST [13-14]); *B* – алгоритм Shearlet toolbox [9]; *C* – алгоритм Shearlab [10]; *D* – алгоритм TGVSHCS [11, 12].

В качестве количественного параметра оценки эффективности исследуемых алгоритмов выбрано среднее время работы алгоритмов. Для сравнения расчеты проводились на изображениях различных размерностей. Показано, что с помощью алгоритма *C* расчеты выполняются быстрее, чем на основе алгоритма *A* на изображениях больших размерностей, в то время как алгоритм *A* имеет незначительное преимущество по времени выполнения на изображениях небольшого размера.

С применением указанных алгоритмов анализировались изображения для ряда предметных областей. Проводились исследования указанных типов снимков для различных условий яркости и контрастности. При исследовании возможностей шумоподавления выполнялись оценки для шума Гаусса.

ЗАДАЧА ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО РАЗДЕЛЕНИЯ ВИЗУАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В соответствии с проведенным исследованием указанных алгоритмов шпурлет-преобразования предлагается для решения задачи геометрического разделения визуальных данных применять алгоритм *C*. Исходное изображение представлено на рисунке 1а; результаты разделения приведены: на рисунке 1б – точки, на рисунке 1в – линии и кривые. Повышение точности разделения оценивается на 5 – 12% по сравнению с применением кервлетов.

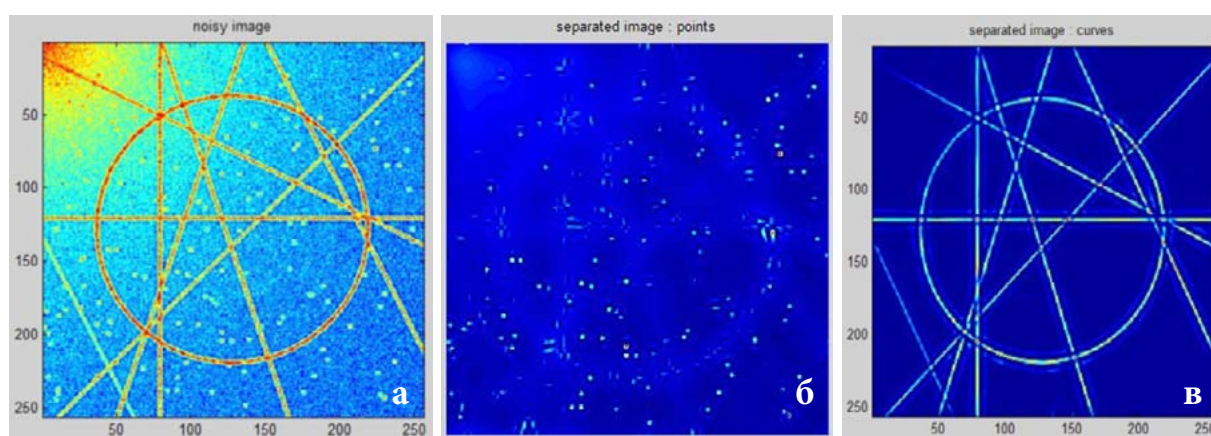


Рис. 1. Геометрическое разделение исходного изображения:
 а – исходное изображение: точки и кривые с шумом;
 б – разделение точек; в – разделение линий и кривых.

ЗАДАЧА ВЫДЕЛЕНИЯ КОНТУРА ОБЪЕКТОВ НА ИЗОБРАЖЕНИИ

Исследование алгоритма *FFST* (*A*) выявило, что контуры объектов можно получить как сумму коэффициентов шпурлет-преобразования фиксированного значения параметра для последнего масштаба и всевозможных значений параметра сдвига. В связи с этим предлагается использовать эту особенность при решении задачи. Результаты решения с помощью модифицированного алгоритма *FFST* показаны на рисунке 2. Приведены также результаты соответствующих расчетов для других наборов изображений и сравнение с фильтрами Собела (Sobel) и Превитта (Prewitt). Модифицированный алгоритм сравним по точности с классическими алгоритмами Собела и Превитта.

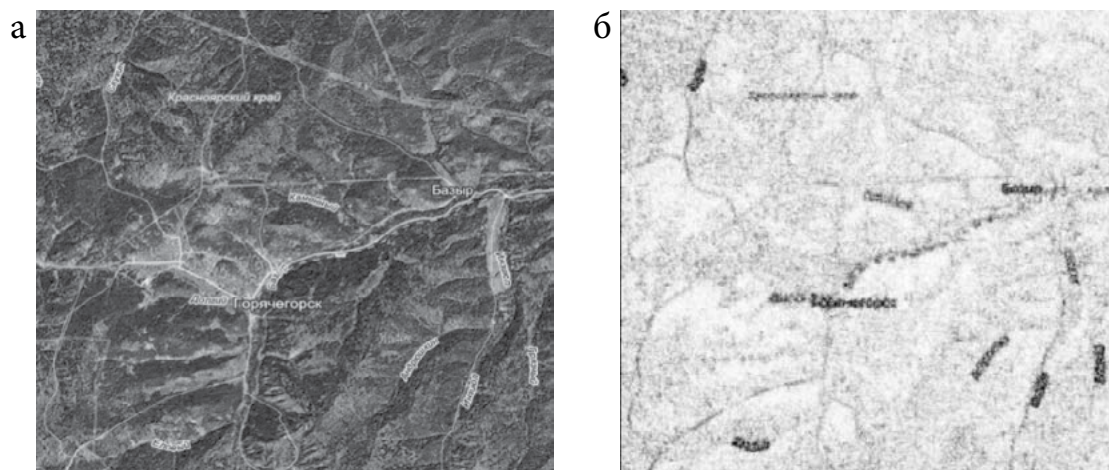


Рис. 2. Выделение контура объектов на изображении данных геомониторинга:
 а – исходное изображение данных геомониторинга;
 б – результат анализа: выделение контура объектов (инвертированное изображение).

ЗАДАЧИ ФИЛЬТАЦИИ И ШУМОПОДАВЛЕНИЯ

В рамках разработанной вычислительной методики выполнен сравнительный анализ алгоритмов дискретного шварлет-преобразования для решения задач фильтрации визуальных данных и шумоподавления на изображениях. Выполнено исследование алгоритма А. На рисунке 3 приведены результаты решения задачи выделения линейных особенностей для данных геомониторинга.

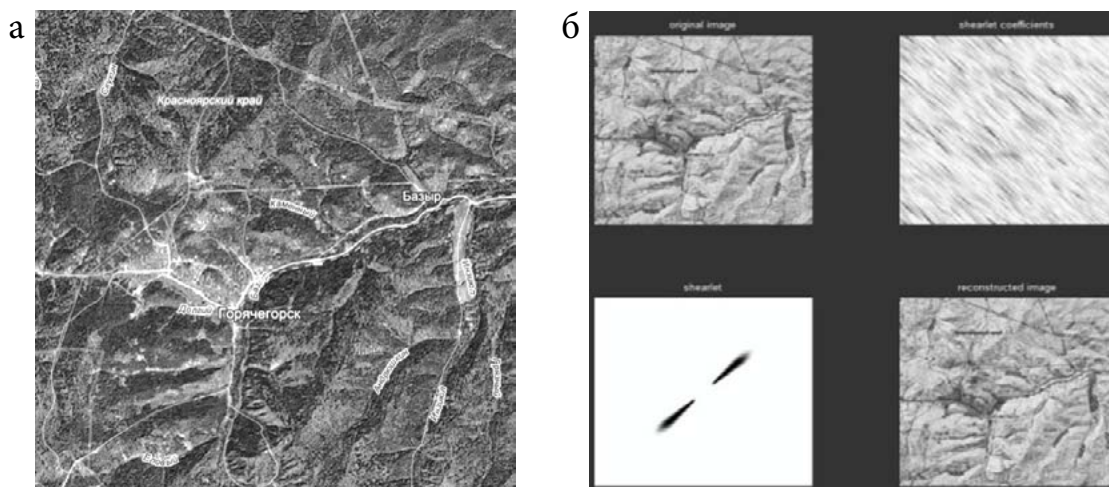


Рис. 3. Результаты решения задачи выделения линейных особенностей (сингулярности) на основе алгоритма А:
 а – исходное изображение; б – обработка изображения (инвертированное изображение), где 1 – исходное изображение; 2 – шварлет-коэффициенты; 3 – мгновенный шварлет; 4 – восстановленное изображение.

Для решения шумоподавления выполнено исследование алгоритмов В, С и D для снимков из различных предметных областей. Исследовались особенности работы алгоритмов В, С и D для различных условий яркости и контрастности изображений, проводились оценки для шума Гаусса. Проведен анализ алгоритмов В и С с использованием метрики PSNR и оценки визуального восприятия качества для различных изображений. Сравнение алгоритмов В и С (метрика PSNR) при решении задачи шумоподавления для различных типов изображений представлено на рисунке 4.

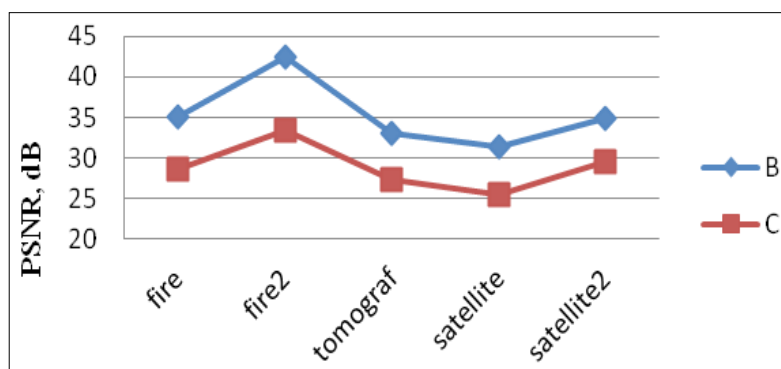


Рис. 4. Сравнение алгоритмов B и C в задаче шумоподавления для различных изображений.

Как видно из графиков, действие алгоритма B эффективнее по сравнению с алгоритмом C для всех наборов изображений (на 22 – 26%). В тоже время показано, что алгоритм C превосходит алгоритм B по быстродействию в 1.7 – 2.6 раза в зависимости от размера изображения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модифицирован метод геометрического анализа визуальных данных геомониторинга и проявления цунами, основанный на шиарлет- и вейвлет-преобразованиях, повышающий точность выделения линейных структур и визуальное качество изображений изучаемых объектов путем выбора соответствующего алгоритма шиарлет-преобразования в зависимости от решаемой задачи.

Рекомендуется применение модифицированного алгоритма A для выделения контура объектов на изображении (модифицированный алгоритм сравним по точности с классическими алгоритмами Собела и Превитта); алгоритма B – для решения задач шумоподавления изображения (повышение качество шумоподавления на 22 – 26% по сравнению с алгоритмом C); алгоритма C – для решения задач шумоподавления и разделения изображений (повышение точности на 5 – 12% по сравнению с применением кервлетов). Алгоритм B уступает алгоритму C в быстродействии при решении задачи шумоподавления, поэтому для крупных снимков целесообразно применение алгоритма C.

ЛИТЕРАТУРА

1. Guo K., Labate D. Optimally Sparse Multidimensional Representation using Shearlets // SIAM J Math. Anal. 2007. 39. P. 298-318.
2. Guo K., Labate D., W.-Q Lim, Edge analysis and identification using the Continuous Shearlet Transform // Appl. Comput. Harmon. Anal. 2009. 27. P. 24-46.
3. Kutyniok G., Labate D. Construction of regular and irregular shearlet frames // J. Wavelet Theory and Appl. 2007.1. P. 1-10.
4. Kutyniok G., Sauer T. From wavelets to shearlets and back again // Approximation Theory XII. Proceedings of the 12th international conference, San Antonio, TX, USA, March 4-8, 2007. Brentwood, TN: Nashboro Press, 2008. P. 201-209.
5. Kutyniok G., Lemvig J., Lim W.-Q. Compactly Supported Shearlets // Approximation Theory XIII (San Antonio, TX, 2010). Springer, 2010.
6. Kutyniok G., Lim W.-Q. Image Separation using Wavelets and Shearlets. Preprint. 2010.
7. Kutyniok G., Labate D. Introduction to shearlets. In Shearlets. Multiscale analysis for multivariate data. Boston, MA: Birkhauser, 2012. P. 1-38.
8. Labate D., Lim W.-Q., Kutyniok G., Weiss G. Sparse multidimensional representation using shearlets // Wavelets XI (San Diego, CA, 2005), 254-262, SPIE Proc. 5914, SPIE. Bellingham, WA, 2005.

9. Labate D., Easley G., Lim W. Sparse directional image representations using the discrete shearlet transform // Applied Computational Harmonic Analysis. 2008. 25. P. 25-46.
10. Lim W.-Q. The discrete shearlet transform: a new directional transform and compactly supported shearlet frames // IEEE Trans. Imag. Proc 19. 2010. P. 1166-1180.
11. Lim W., Kutyniok G., Zhuang X. Digital shearlet transforms. Shearlets: Multiscale Analysis for Multivariate Data. Preprint. 2010.
12. Zhuang X. University of Osnabrueck. ShearLab A rationally designed digital shearlet transform. <http://shearlab.org/>
13. Hauser S. Fast finite shearlet transform: a tutorial, preprint University of Kaisers-lautern, 2011.
14. Hauser S. Fast Finite Shearlet Transform. <http://www.mathematik.uni-kl.de/fileadmin/image/haeuser/software/FFST.zip>.
15. Simonov K.V. Kirillova S.V., Cadena L. Fast shearlet transform algorithms // Abstracts of Lecturers and Young Scientists Second China-Russia Conference «Numerical Algebra with Applications». Rostov-on-Don: Southern Federal University Publishing, 2013. P. 122-123.
16. Кириллова С.В., Симонов К.В., Кадена Л. Алгоритм дискретного шиарлет-преобразования // Труды Пятой международной конференции «Системный анализ и информационные технологии». Т. 2. Красноярск: ИВМ СО РАН, 2013. С. 356-361.

УДК 551.466

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ШТОРМОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ БЕРЕГОВЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

М.О. Хузеева

Сахалинское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды,
г. Южно-Сахалинск, Россия
marina-khuzeeva@rambler.ru

ВВЕДЕНИЕ

Данные о ветровом волнении необходимы для решения многих практических задач, таких как судоходство, кораблестроение, гидротехническое строительство на морских побережьях и т.д. Характеристики волнения необходимы также для развития теории ветрового волнения применительно к конкретным условиям различных акваторий, усовершенствования методов расчета элементов волн и прогнозирования опасных ситуаций.

На данный момент характер волнового режима в районе Курильских островов слабо изучен. Существует несколько крупных работ по данной тематике, например [1, 2]. Как правило, в таких обобщениях данные о волнении в прибрежной части не освещены. А перенос данных из этих работ на прибрежную часть не совсем корректен в связи с условиями возникновения и деформации волн в прибрежной зоне, а так же из-за сложности учета морфометрических характеристик прибрежной акватории.

Целью работы является создание цифрового архива данных по ветровому волнению на побережье островов Курильской гряды, изучение сезонного распределения высот ветровых волн по направлениям их распространения, анализ внутригодовых и межгодовых вариаций параметров сильного волнения.

В данной работе мы ограничились только станциями, расположенными в морских терминалах на Южных Курильских островах, что важно с прикладной точки зрения. В дальнейшем планируется продолжить работу по всем станциям на Курильских островах, где проводились наблюдения за волнением.

МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Накопленные в ФГБУ «Сахалинское УГМС» материалы многолетних наблюдений на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС) за характеристиками ветрового волнения сведены в цифровую базу данных, позволяющую проводить статистический анализ.

В работе были использованы ежедневные данные наблюдений за волнением по трем гидрометеорологическим станциям, расположенным на побережье южной части Курильской гряды: Курильск, Южно-Курильск, Малокурильское (рис. 1).

Наблюдения за волнением на указанных пунктах проводятся в основном визуально. Инструментальные наблюдения производились на ГМС Южно-Курильск в период 1961 – 1992 гг. – с использованием волномера-перспектрометра ГМ-12, а на ГМС Курильск – в 1964 – 1970 и 1972 – 1979 гг. Эти наблюдения репрезентативны только для прибрежных акваторий, где расположены пункты наблюдений, и обычно не отражают волновые условия в открытых районах моря.

Продолжительность рядов наблюдений составляла более 60 лет. Для всех станций рассчитывалась месячная повторяемость (%) ветрового волнения и волн зыби и формировались диаграммы распределения по грациям высоты (м) и направлениям, которые строились для каждого месяца отдельно. Отдельно рассматривались ситуации, когда в изучаемом районе наблюдались экстремальные штормы.

ГМС **Курильск** находится в средней части острова Итуруп, на западном его берегу, омываемом водами Охотского моря.

Наблюдения над волнением производятся в заливе Китовый. Глубина в месте определения элементов волн составляет 5 – 10 м.

ГМС **Малокурильское** расположена на о. Шикотан, в северо-восточной его части, на возвышенном мысу между бухтами Малокурильская и Хромова. Береговая черта в пункте наблюдений представляет крутой обрыв, глубина в месте определения элементов волнения составляет 20 – 30 м. Наблюдения производятся на участке акватории Южно-Курильского пролива, примыкающего к бухте Малокурильская.

ГМС **Южно-Курильск** расположена на юго-восточном побережье о. Кунашир, выходящем к Южно-Курильскому проливу. Наблюдения за элементами волн производятся в северной части бухты Южно-Курильская, прикрытой от прямого подхода ветровых волн одноименным мысом. Поэтому высоты волн здесь существенно меньше, чем на других станциях.

№№ п/п	Название станции	Период наблюдений
1	Малокурильское (о. Шикотан)	1955 г. – до настоящего времени
2	Южно-Курильск (о. Кунашир)	1954 г. – до настоящего времени
3	Курильск (о. Итуруп)	1954 г. – до настоящего времени



Рис. 1. Станции ФГБУ «СахУГМС», производящие наблюдения за волнением.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ШТОРМЫ НА ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

Штормовое волнение в районе Южных Курильских островов формируется под воздействием циклонов и тайфунов, перемещающихся по прилегающей акватории Тихого океана, образовавшихся в районе, примыкающем к юго-восточной оконечности Азии. Большое влияние на формирование штормового волнения оказывают также западные континентальные циклоны, образующиеся над Северным Китаем, Манчжурией и Забайкальем. Траектории этих центров циклонов проходят с запада на восток, они пересекают о. Сахалин в направлении Охотского и Берингова морей [2].

Один из наиболее сильных штормов наблюдался в **ноябре 2002 г.** на о. Итуруп. Глубокий циклон с давлением в центре 955 – 960 гПа смещался в первой пентаде ноября по траектории: центральная часть Японского моря – юго-западная часть Охотского моря. В результате, 2 – 3 ноября на о. Итуруп наблюдался ураган силой 30 – 35 м/с, с порывами до 40 – 45 м/с. 3 ноября высота волны с охотоморской стороны о. Итуруп достигала 5 м (по данным наблюдений ГМС Курильск), при западном направлении ветра.

Шторм 7 – 10 октября 2006 г. был вызван глубоким циклоном (давление в центре 964 – 968 гПа, диаметр барического образования ~ 2400 км), смещавшимся вдоль северо-западной окраины Тихого океана к Южным Курильским островам (бывший тайфун «Бебинг»).

Центр циклона располагался в районе Южных Курил, после чего продолжал смещаться в северо-восточном направлении. По данным наблюдений ГМС Малокурильское, во время наиболее интенсивного шторма 7 – 8 октября на побережье острова Шикотан отмечался северо-восточный ветер со скоростью 30 м/с, порывы достигали 40 м/с. В Южно-Курильске (о. Кунашир) направление ветра было северо-западное. Высота волнения 7 октября со стороны Южно-Курильского пролива достигала 5 м (по данным наблюдений ГМС Малокурильское).

6 – 8 января 2007 г. над Южными Курилами прошел глубокий циклон с давлением в центре 950 гПа. Траектория его движения: северо-восточное побережье о. Хонсю – юго-восточное побережье о. Хоккайдо – о. Симушир – далее на восток, в Тихий океан. Максимальная высота волнения составила 5 метров (8 января на ГМС Малокурильское), при северо-западном ветре 22 м/с, с порывами до ураганного – 33 м/с. Были размыты дороги, подтоплен пирс.

Глубокий циклон с давлением в центре 960 гПа образовался из двух циклонов в декабре 2008 г. 24 декабря один из циклонов вышел с территории Желтого моря, смещался по Японскому морю и через пролив Лаперуза вышел в юго-западную часть Охотского моря. В паре с ним по Тихому океану восточнее о. Хонсю смещался другой циклон, который 26 декабря также вышел в Охотское море, при этом 27 декабря давление в центре составляло 960 гПа. Медленно заполняясь, он оставался здесь до 29 декабря. Максимальная высота волнения со стороны Южно-Курильского пролива достигала 6 м (ГМС Малокурильское, 27 декабря) при северо-западном ветре со скоростью 27 – 33 м/с.

9 – 11 ноября 2010 г. циклон с давлением в центре 975 гПа вышел с Тихого океана через юг Курильских островов к юго-западной части Охотского моря. При этом ветры западной четверти в центральной части Охотского моря и северного направления усилились до 18 – 23 м/с, в юго-западной части – до 25 – 34 м/с. Высота волнения 10 ноября со стороны Южно-Курильского пролива достигала 5 м (по данным наблюдений ГМС Малокурильское).

17 – 18 декабря 2014 г. наблюдался мощный циклон с давлением в центре 955 гПа. В Южно-Курильске и Курильске 17 декабря ветер усилился до 35 – 42 м/с, а порывы ветра достигли 51 м/с. В течение дня циклон сместился к западу вдоль северо-восточного побережья Хоккайдо. В ночь на 18 декабря циклон совершил разворот на юго-восток и утром 18 декабря начал отходить в Тихий океан. Высота волнения в бухте Южно-Курильская 17 декабря достигала 4 м.

СЕЗОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВОЛНЕНИЯ

ГМС Малокурильское. С октября по март в районе ГМС Малокурильское преобладает волнение северо-западной четверти (в декабре его доля достигает 46.8%, в январе – 45%). Средние высоты волн составляют 0.8 – 1.1 м. Повторяемость сильного волнения (1.5 м и более) в октябре составляет 15.5% и к декабрю – январю увеличивается до 34.2%. Максимальные зарегистрированные высоты волн составили от 10 до 12 м.

В апреле прослеживается увеличение волнения южного румба (до 22%), но и северо-западный так же вносит значительный вклад (20.5%) в общую картину. Среднемесячные высоты волн составляют 0.8 м. С апреля штормовая активность начинает ослабевать, и к маю повторяемость штормового волнения снижается до 7%. Однако максимальная высота волны в апреле по натурным данным может достигать 8 м (северо-западного румба).

С мая по сентябрь преобладающим румбом остается южный (до 32%). Величины среднемесячных высот составляют 0.4 – 0.5 м. Летом прибрежная акватория в районе ГМС Малокурильское наиболее спокойная, значения повторяемости штормового волнения падают до 2 – 3%, к сентябрю повторяемость штормового волнения увеличивается до 8.1%. Максимальные величины в этот период находятся в диапазоне от 5 до 8 м.

ГМС Курильск. В районе станции Курильск штормовое волнение наиболее интенсивно в октябре – марте. Преобладающим направлением в это время можно считать западное и северо-западное, при котором высоты волн могут достигать 8 – 9 м. Преобладающим направлением для

ветрового волнения также является северо-западное. В декабре на его долю приходится 48.8%, в январе – 54.3%, феврале – 48.0%. Величины среднемесячных высот в этот период достигают 1.8 – 1.2 м. Повторяемость штормового волнения в зимний период на акватории прилегающей к ГМС Курильск составляет более 50%. Максимальные высоты волн в осенне-зимний период, зарегистрированные на прибрежной ГМС Курильск, достигают 8 – 9 м (западное и северо-западное направления).

В весенний период, в апреле, начинается перестройка поля атмосферного давления к летнему муссону, и ситуация становится не такой однозначной. На долю северо-западного румба приходится уже 19.3%, увеличивается вклад западной четверти (20.4%), преобладающим становится восточный румб – его доля возрастает до 22.2%. Средняя высота волн в апреле составляет 0.7 м, максимальные высоты достигают 6 – 7 м. Повторяемость штормового волнения становится меньше, в апреле ее значение составляет 15%, а в мае – 8.2%.

С мая по сентябрь доминирующим направлением для ветрового волнения в районе ГМС Курильск является восточное (до 35.7%). Средние высоты волн в этот период составляют 0.4 – 0.7 м, а максимальные высоты уменьшаются до 3 м. Летом штормовая активность уменьшается, и повторяемость штормового волнения для ГМС Курильск составляет 1 – 3%.

ГМС Южно-Курильск. В холодный период (декабрь – март) в районе ГМС Южно-Курильск ветровое волнение преимущественно распространяется с северо-запада (до 49%). В апреле начинается перестройка атмосферного поля к летнему типу, и на это направление приходится уже 28.5%, наблюдается усиление волнения южной четверти (20.7%).

Летом в районе ГМС Южно-Курильск преобладает волнение с юга, юго-востока и востока, со средними высотами 0.4 м. Максимальные зарегистрированные ГМС Южно-Курильск высоты волн летом составляют 2.5 м.

В осенний период наибольший вклад вносит волнение с юга и юго-запада, только в ноябре происходит увеличение волнения с северо-западного румба. Средние высоты волн увеличиваются до 0.7 м. Величины максимальных высот волн составляют 5 м.

Наибольшие высоты волн наблюдаются при штормах восточного направления, когда к рассматриваемому побережью подходят волны со стороны Тихого океана.

По данным ГМС Южно-Курильск, повторяемость штормового волнения в летние месяцы составляет 2 – 3%, а в осенние месяцы увеличивается до 13%.

Удобной количественной характеристикой сильного волнения является число дней с волнением в 4 балла и более.

Для каждой из рассматриваемых станций за многолетний период наблюдений было рассчитано среднее значение количества дней с сильным волнением, и распределение этого показателя по месяцам дает представление о сезонной изменчивости штормового волнения (рис. 2). Вариации сильного волнения на исследуемых акваториях имеют хорошо выраженный сезонный ход. Повторяемость сильного волнения наиболее велика в осенне-зимний период, в среднем 15.8 дней с сильным волнением.

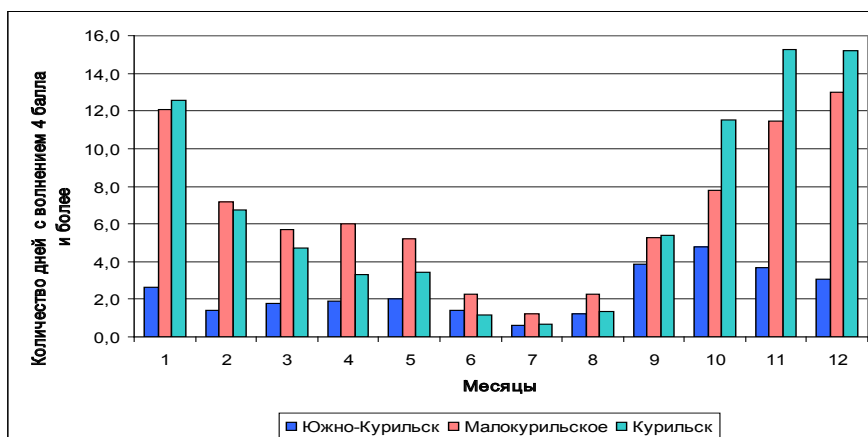


Рис. 2. Внутригодовые вариации сильного волнения.

Летние месяцы (июнь – август) являются в этом районе наиболее спокойными, интенсивность штормового волнения резко падает по сравнению с осенне-зимним периодом, в связи со слабовыраженными атмосферными процессами. Количество дней с сильным волнением в среднем, в этот период снижается до 1 – 5 дней, но высоты волн могут достигать значительных величин (3 – 8 м).

ВЫВОДЫ

Анализ данных наблюдений показал, что повторяемость сильного волнения (1.5 м и более) наиболее велика зимой, осенний период незначительно уступает зимним месяцам. В летние месяцы интенсивность волнения резко падает, что связано со слабо выраженными атмосферными процессами.

В осенне-зимний период наблюдались самые высокие в исследуемых районах высоты волн, достигавшие величин 8 – 12 м, при средних значениях высот волн 1.2 – 1.8 м.

Средняя продолжительность штормов в летние месяцы колеблется от 0.7 до 5.0 дней. К осеннему периоду повторяемость штормов возрастает и их пик приходится на октябрь – ноябрь (от 12 до 15.8 дней).

Одним из существенных факторов в контексте развития регионов является вероятность угрозы экстремального штормового волнения, которое входит в группу основных гидрометеорологических параметров, определяющих безопасность и экономическую эффективность мореплавания. Наблюдаемые на побережье южной части Курильских островов шторма, приводящие к значительным экономическим ущербам, подтверждают необходимость изучения условий и закономерностей их возникновения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас волнения и ветра Тихого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 125 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей, Т. IX, Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 342 с.

УДК 551.465

АНОМАЛЬНОЕ ВЛИЯНИЕ СТОКА РЕКИ АМУР НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ШЕЛЬФА О. САХАЛИН В ПЕРИОД ПАВОДКА 2013 ГОДА

Ж.Р. Цхай¹, Г.В. Шевченко², В.Н. Частиков¹

¹Сахалинский НИИ рыбного хозяйства и океанографии, г. Южно-Сахалинск, Россия;

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
tshay@yandex.ru

Река Амур (среднегодовой объем стока около 400 км³) оказывает значительное опресняющее влияние на западную часть Охотского моря, в особенности на шельфовую зону о. Сахалин. В течение весны и лета основной сток Амура направлен через Амурский лиман в восточную часть Сахалинского залива и далее в Охотское море. Под воздействием характерных для теплого периода года южных ветров (так называемого летнего муссона) воды низкой солености группируются у северо-восточного побережья Сахалина. Осенью, когда направление воздушного потока меняется на противоположное (зимний муссон с северными и северо-западными ветрами), опресненные воды с весьма высокой скоростью движутся на юг вдоль северо-восточного побережья Сахалина. Происходит так называемая осенняя интенсификация Восточно-Сахалинского течения. Дойдя до мыса Терпения, этот поток поворачивает вдоль свала глубин в сторону залива Мордвинова и со временем достигает мыса Анива, откуда одна ветвь заворачивает в одноименный залив, а вторая продолжает движение в сторону Южных Курил. В то же время под воздействием северных ветров активизируется южный сток Амура, направленный в северную часть Татарского пролива. Это обычная картина, повторяющаяся из года в год [1]. Чрезвычайный интерес представляет характер этих явлений в условиях аномального стока реки Амур в 2013 году.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ АМУРСКИХ ВОД В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ О. САХАЛИН

Одним из индикаторов проникновения амурских вод является интенсивное развитие фитопланктона по причине значительного содержания в них биогенных веществ, и, как следствие, высокое содержание хлорофилла-*a* [4]. В последние десятилетия концентрацию хлорофилла-*a* на поверхности стало возможным оперативно определить с помощью сканеров цветности, установленных на научно-исследовательских спутниках. Анализ спутниковых данных на акватории Амурского лимана показал, что структура распределения концентрации хлорофилла-*a* практически полностью совпадает с районами, установленными для фитопланктона в ходе натурных съемок, и в значительной степени зависит от речного стока Амура. Кроме того, при анализе спутниковых данных методом естественных ортогональных функций (ЕОФ) удалось выявить такие факторы, влияющие на концентрацию хлорофилла-*a* в заливе, как распределение солености и глубокие циклоны, изменяющие локализацию сообществ фитопланктона [3]. Материалом для этого исследования послужили данные о концентрации хлорофилла-*a* со сканера MODIS спутника Aqua. У северо-восточного побережья Сахалина, куда в большей степени направлен сток Амура, вне зависимости от сезона средние значения концентрации хлорофилла-*a* по спутниковым данным были практически идентичны аналогичным показателям натурных съемок (табл. 1), выполненных при помощи откалиброванного океанологического зонда ICTD фирмы FSI [2]. Исходя из результатов сравнения можно сделать вывод, что достоверных различий между натурными и спутниковыми измерениями в этом районе нет, и результаты дистанционных исследований пригодны для оценки концентрации хлорофилла-*a* в этом районе.

Таблица 1. Сравнение концентрации хлорофилла-а (мг/м³) по спутниковым и судовым данным у северо-восточного побережья Сахалина

Период	Среднее значение		Стандартное отклонение	
	Судовые	Спутниковые	Судовые	Спутниковые
22–24 июля 2010	3.0	2.2	2.3	1.5
28 октября–9 ноября 2010	0.6	0.6	0.1	0.4
11–26 июня 2011	1.4	1.5	1.8	1.3

Согласно спутниковым наблюдениям, концентрации хлорофилла-а в июле 2012 и 2013 гг. у северо-восточного побережья Сахалина были практически идентичными, что говорит о стандартной ситуации в Охотском море к началу паводка на р. Амур (рис. 1А и Б). С конца июля 2013 г. территория Приамурья из-за продолжительных интенсивных ливневых дождей оказалась в зоне катастрофического наводнения, которое привело к существенному увеличению стока реки (по данным пресс-центра Росгидромета, <http://meteof.ru/press/releases/4688/>) и к значительному проникновению распресненных амурских вод в Охотское море. В частности, по оценкам специалистов Росгидромета средний расход воды в районе Хабаровска и Комсомольска-на-Амуре в августе-сентябре оценивался в 18–20 тыс. м³/с. На пике паводка 2 и 3 сентября 2013 г. эти значения превышали 40 тыс. м³/с (http://www.meteorf.ru/press/about_us/4746). В августе 2013 г. высокие концентрации хлорофилла-а, индицирующие проникновение амурских вод, наблюдались не только в прибрежной зоне северо-восточного шельфа, как в августе 2012 г. (рис. 1В), но и на обширной акватории вплоть до банки Кашеварова и центральной части Охотского моря (рис. 1Г). При этом концентрация фитопигмента в зоне цветения в четыре раза превышала аналогичный показатель прошлого года. Под воздействием южных ветров опресненные воды в этом районе были локализованы в течение нескольких недель.

Осенью направление ветра изменилось, опресненные воды двинулись на юг вдоль восточного побережья Сахалина (рис. 1Д). По снимкам, полученным в октябре, можно проследить осеннюю интенсификацию Восточно-Сахалинского течения. Основная ветвь течения была направлена от м. Терпения вдоль свала глубин к юго-восточному побережью Сахалина, что хорошо видно на рисунке 1Ж. В 2013 году концентрация фитопигмента у юго-восточного побережья Сахалина в три раза превышала прошлогоднюю, а в заливе Анива – почти в два раза.

По данным океанологической съемки, проведенной СахНИРО в конце октября на 4 стандартных океанологических разрезах залива Анива [1], в северной части залива Анива (район пос. Пригородное) отмечались отрицательные аномалии солености до 1.3‰, а у м. Анива – до 1‰. Кроме того, в районе м. Анива граница опресненных вод достигала глубины 70 м.

Отдельная ветвь Восточно-Сахалинского течения была направлена от м. Терпения в сторону Южных Курильских островов. На рисунке 1Ж видно, как по пути прохождения течения возникали многочисленные локальные зоны высоких концентраций хлорофилла-а. Таким образом, влияние аномального амурского паводка фиксировалось не только в прилегающей к устью р. Амур части Охотского моря в летний период, но и в его юго-западной части (в октябре – декабре).

В октябре (именно на этот месяц пришлись максимальные значения стока в море) одновременно с северным потоком распресненных вод в Охотское море активизировался и их южный поток, направленный через узкий пролив Невельского в северную часть Татарского пролива. По данным океанологической съемки СахНИРО, в октябре граница опресненной зоны проходила по 51 параллели, а на самом северном стандартном разрезе м. Уанди – м. Орлова (на западных станциях) отмечено аномально низкое значение солености – 10‰.

В ноябре зона активного цветения фитопланктона сдвинулась южнее к 50 параллели. В аналогичный период 2012 г. средняя концентрация хлорофилла-а в северной части Татарского пролива (между 50 и 52 параллелями) составила 4.4 мг/м³, а в 2013 г. эта величина достигла 9 мг/м³, то есть увеличилась двукратно. Следовательно, объем южного стока р. Амур в этом году также был значительно больше, чем в прошлом.

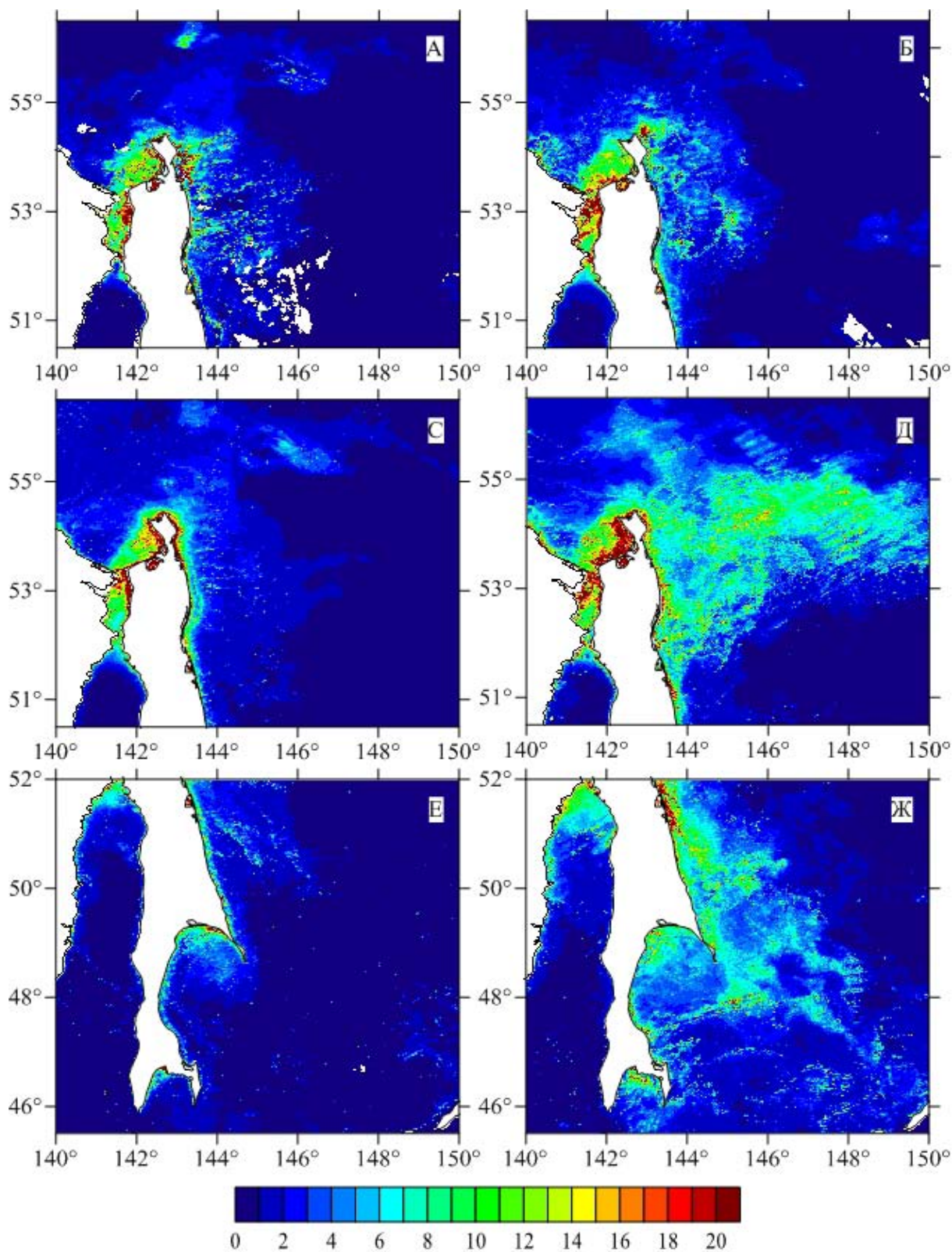


Рис. 1. Распределение среднемесячной концентрации хлорофилла-а ($\text{мг}/\text{м}^3$): А – в июле 2012 г., Б – в июле 2013 г., С – в августе 2012 г., Д – в августе 2013 г., Е – в октябре 2012 г., Ж – в октябре 2013 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные показывают аномальное опресняющее действие стока реки Амур в 2013 году у охотоморского шельфа о. Сахалин, а также значительное распространение вод низкой солености в центральную часть Охотского моря в летний период. Осенью эти воды вызвали значительное понижение солености (более чем на 1‰ по сравнению со средними многолетними значениями) в заливе Анива, расположенном почти на 1000 км южнее северной оконечности острова. Аномальное распределение наблюдалось также в северной части Татарского пролива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 356 с.
2. Левашов Д.Е. Техника экспедиционных исследований. М.: Издательство ВНИРО, 2003. 400 с.
3. Цхай Ж.Р. Анализ сезонной изменчивости концентрации хлорофилла-а в Амурском лимане и сопредельных водах методом естественных ортогональных функций по спутниковым данным системы TerraScan за 2001-2004 гг. // Чтения памяти В. Я. Леванидова. 2005. Вып. 3. С. 183-191.
4. Цхай Ж. Р. Анализ сезонных вариаций концентрации хлорофилла-а методом естественных ортогональных функций в Охотском море по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2007. № 6. С. 37-45.

УДК 551.466

РАСЧЕТ ВОЗМОЖНЫХ ВЫСОТ ЦУНАМИ С УЧЕТОМ ВЕРОЯТНОСТИ НАЛОЖЕНИЯ НА ПРИЛИВ ИЛИ НАГОН ДЛЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ОХОТСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Г.В. Шевченко

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
g.shevchenko@imgg.ru

Опасные морские явления, прежде всего катастрофические волны цунами, наносят значительный материальный ущерб населенным пунктам, транспортным коммуникациям и промышленным объектам, расположенным на побережье, а во многих случаях приводят к человеческим жертвам. Для снижения их негативного воздействия на развитие прибрежных районов, необходимо иметь как можно более точные оценки возможных высот волн, что позволит предусматривать необходимые меры безопасности на этапах размещения объектов и их проектирования. Для побережья Охотского моря, где велики приливы и нередко наблюдаются опасные штормовые нагоны, необходимо проводить расчеты высот цунами редкой повторяемости с учетом возможного влияния приливов и сгонно-нагонных явлений, как это было выполнено для северной части Японского моря [3].

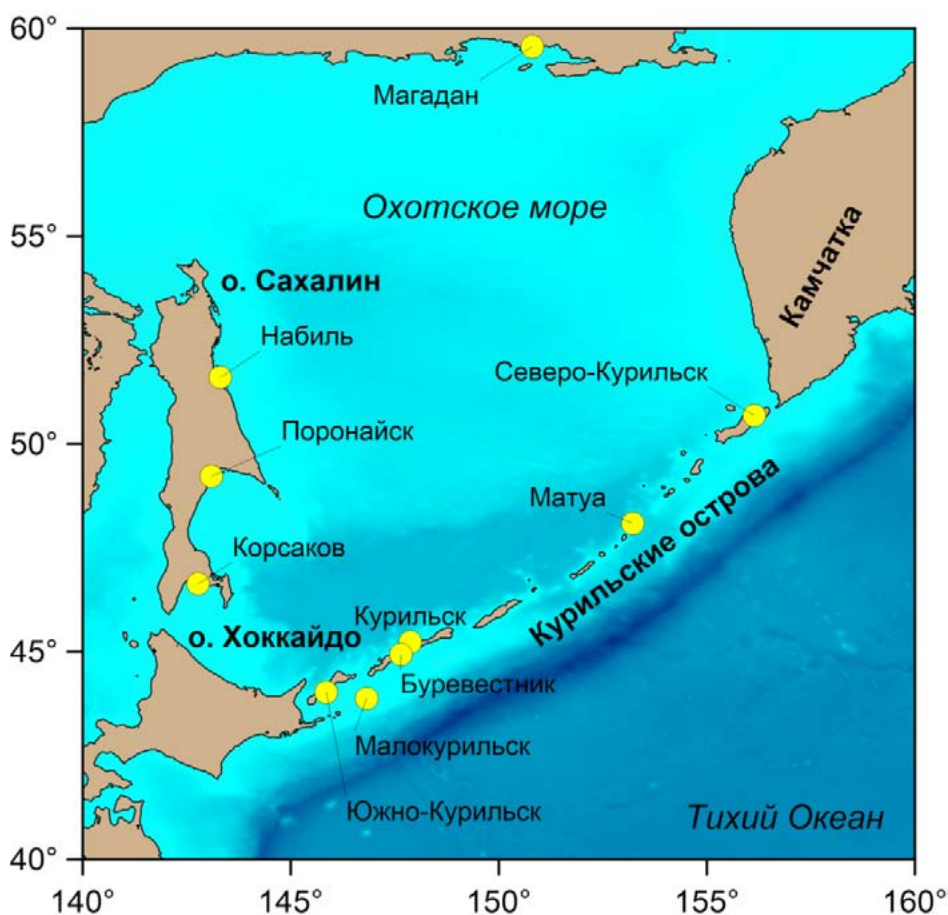


Рис. 1. Береговые мареографные станции, для которых производились расчеты экстремальных высот уровня моря.

Колебания уровня моря в любой момент времени можно представить в виде суммы отдельных составляющих:

$$\zeta(t) = \zeta_0 + \zeta_t + \zeta_s + \zeta_m + \zeta_{ts}, \quad (1)$$

где ζ_0 – средний уровень моря, ζ_t – приливы, ζ_s – сезонные вариации, ζ_m – неперіодические колебания метеорологической природы, ζ_{ts} – цунами (в весьма редких случаях). Плотность вероятности суммарного уровня может быть записана в виде свертки плотностей вероятности отдельных компонент:

$$P_\zeta(y) = \int_{-\infty}^{+\infty} P_1(x_1) \int_{-\infty}^{+\infty} P_2(x_2) \dots \int_{-\infty}^{+\infty} P_{N-1}(x_{N-1}) P_N(y - x_1 - x_2 - \dots - x_{N-1}) dx_1 dx_2 \dots dx_N, \quad (2)$$

Тогда вероятность превышения заданного уровня h можно вычислить как

$$F(h) = \int_h^\infty P_\Sigma(y) dy, \quad (3)$$

соответствующий ему период повторяемости (Pugh and Vassie, 1978):

$$T(h) = \frac{1}{nF(h)}, \quad (4)$$

где n – число отсчетов в году (для обычных ежечасных рядов уровня $n = 8760$).

Расчеты выполнялись для 10 станций, положение которых представлено на рисунке 1, а сведения о продолжительности наблюдений – в таблице 1. Шесть из этих станций расположены на Курильских островах (Северо-Курильск, Матуа, Буревестник – на тихоокеанском побережье, Южно-Курильск, Малокурильское – на берегах Южно-Курильского пролива, Курильск – на охотоморском побережье). В настоящее время работает только один мареограф в бухте Малокурильская. На побережье Охотского моря были выбраны 4 станции – Магадан на севере и 3 станции на Сахалине – Корсаков, Поронайск, а также в зал. Набиль на северо-востоке острова, в районе морских месторождений нефти и газа. Расчеты экстремальных высот волн для этого района имеют особое значение.

Таблица 1. Сведения о продолжительности использовавшихся рядов наблюдений

Станция	Продолжительность Наблюдений, лет	Период наблюдений
Буревестник	21	1964–1984
Курильск	30	1969–1998
Матуа	23	1960–1982
Северо-Курильск	23	1967–1989
Южно-Курильск	41	1958–1998
Малокурильское	43	1970–2013
Магадан	12	1977–1988
Зал. Набиль	16	1960–1964, 1987–1997
Поронайск	39	1965–1998
Корсаков	44	1948–1992

Наблюдения за уровнем по продолжительности значительно колебались. Наиболее короткие ряды были на станциях Магадан и зал. Набиль, наиболее продолжительные, более 40 лет, на станциях Корсаков, Малокурильское и Южно-Курильск. Наиболее чувствительна к длительности статистика нагонов, плотность вероятности неперіодических колебаний описывалась гистограммой очищенного от прилива ряда за весь период наблюдений (для цунами в ряде случаев привлекались данные о высотах волн по визуальным наблюдениям работников береговых гидрометеорологических станций в районе мареографов).

На основе рядов годовых максимумов непериодической составляющей уровня моря были рассчитаны экстремальные высоты нагонных волн редкой повторяемости – для периодов 25, 50 и 100 лет. Использовалась стандартная методика [1]. Результаты расчета представлены в таблице 2, где также даны максимальные высоты штормовых нагонов на каждой станции. Наибольшие высоты нагонных волн выявлены на островах, расположенные в центральной части Курильской гряды (о. Матуа) и на прилегающем к ней о. Итуруп. Высокие нагоны на о. Матуа являются сложно объяснимым феноменом – небольшой остров с приглубым шельфом не имеет физико-географических условий для формирования экстремальных нагонов, в то же время за 18 лет наблюдений здесь зафиксировано 6 нагонов с высотой более 1.5 м. Максимальный нагон наблюдался в 1971 году на охотоморском побережье о. Итуруп, в Курильске.

Наименьшие высоты отмечены на флангах Курильской гряды, в Северо-Курильске, Южно-Курильске и Малокурильском. Среди станций о. Сахалин выделяется Поронайск, расположенный в вершине залива Терпения, здесь высоты нагонных волн несколько раз превышали отметку 1 м.

Таблица 2. Максимальные наблюдавшиеся нагоны и расчетные высоты нагонных волн редкой повторяемости для различных станций

Станция	Максим. нагон, см	Период повторяемости, лет		
		25	50	100
Буревестник	130.6	117.1	132.3	147.4
Курильск	204.5	147.2	164.4	181.6
Матуа	166.5	164.3	182.2	200.0
Северо-Курильск	68.1	68.8	73.4	78.0
Южно-Курильск	75.5	72.7	79.7	86.5
Малокурильское	61.9	58.7	63.4	68.1
Магадан	81.2	83.0	88.3	
Зал. Набиль	84.0	95.0	102.4	
Поронайск	112.2	104.7	115.5	126.2
Корсаков	88.7	72.4	78.6	84.7

Таблица 3. Максимальная высота прилива и высоты суммарного уровня редкой повторяемости, рассчитанные методом композиции распределений (прилив + нагон)

Станция	Максим. прилив см	Период повторяемости, лет		
		50	100	200
Буревестник	63.4	178	183	187
Курильск	68.7	228	238	246
Матуа	70.2	213	218	223
Северо-Курильск	88	145	148	151
Южно-Курильск	54.3	114	117	120
Малокурильское	55.8	104	107	110
Магадан	213.6	262	267	271
Зал. Набиль	64.4	138	141	144
Поронайск	73.7	157	164	170
Корсаков	80	135	141	147

В таблице 3 представлены результаты расчета экстремальных высот уровня моря методом композиции распределений (прилив + нагон). Плотность вероятности приливных вариаций описывалась гистограммой предвычисленного 19-летнего ряда (в расчет добавлялись сезонные годовая и полугодовая гармоники). Представленные в этой таблице максимальные высоты прилива на большинстве станции приблизительно одинаковы (варьируют от 54 см в Южно-Курильские до 88 в Северо-Курильске). Соответственно, возрастание расчетных высот по сравнению с экстремумами непериодической составляющей также примерно одинаковы, 50–60 см. Резко выделяется только станция Магадан, где положительное отклонение прилива от нулевого среднего превышает 2 м. Соответственно, оценка суммарного уровня выше расчетной высоты нагона почти на такую же величину. Более 2 м возможен подъем уровня 1 раз в 100 лет на станциях Матуа и Курильск, но здесь главную роль играют аномальные подъемы уровня при нагонах.

В таблице 4 приведены максимальные значения высот цунами, зафиксированные мареографами или наблюдавшиеся вблизи них по результатам замеров или визуальным наблюдениям работников метеостанций. На побережье Охотского моря – во всех без исключения пунктах, максимальные высоты отмечены при Чилийском цунами (май 1960 г.) Наибольшая высота зафиксирована мареографом в бухте Нагаева (порт Магадан) – 2.2 м, наименьшая – в зал. Набиль (0.8 м). На тихоокеанском побережье Курильских островов наибольшие высоты зафиксированы при Камчатском цунами (ноябрь 1952 г.) в Северо-Курильске и при Шикотанском (октябрь 1994 г.) на Южных Курильских островах. Расчетные высоты волн для периода повторяемости 100 лет для всех станций, выходящих к океану, превышали 4 м, очевидно, что при таких значениях влияние приливных или метеорологических колебаний будет незначительным, что и подтвердили результаты расчетов, приведенные в таблице 5.

Таблица 4. Максимальная высота цунами и высоты цунами редкой повторяемости

Станция	Максим. высота, м	Период повторяемости, лет		
		50	100	200
Буревестник	3.0	3.2	4.0	4.9
Курильск	1.0	0.8	1.1	1.4
Матуа	3.5	4.0	5.3	6.6
Северо-Курильск	11.0	5.9	9.6	13.3
Южно-Курильск	4.6	3.5	4.6	5.7
Малокурильское	4.6	4.2	5.4	6.7
Магадан	2.2	1.8	2.5	3.2
зал. Набиль	0.8	0.8	1.1	1.4
Поронайск	1.3	0.9	1.5	2.1
Корсаков	1.5	1.2	1.6	1.9

Расчеты показали, что оценки возможных высот цунами для станций тихоокеанского побережья практически не изменились при учете приливов и сгонно-нагонных вариаций, увеличение на несколько сантиметров отмечено на нескольких станциях на периодах повторяемости 50 лет.

Для большинства пунктов на побережье Охотского моря вклад других составляющих более значим, особенно на периоде повторяемости 50 лет. С ростом периода повторяемости их вклад в общую оценку уменьшается (на рис. 2 это показано на примере станций Корсаков и Магадан), роль цунами становится доминирующей. Исключение составляет станция Курильск, где роль цунами незначительна. Это связано с тем, что здесь высота нагона в 1971 году (более 2 м) была значительно больше максимальной высоты цунами в 1960 г. (около 1 м). Наиболее значим вклад приливной компоненты на станции Магадан, но и цунами в данном пункте также достигали большой высоты, на побережье Охотского моря оценки высот суммарного уровня здесь наиболее велики.

Самые низкие значения высот уровня редкой повторяемости получены для станции в зал. Набиль на северо-восточном шельфе о. Сахалин, в районе морских месторождений нефти и газа.

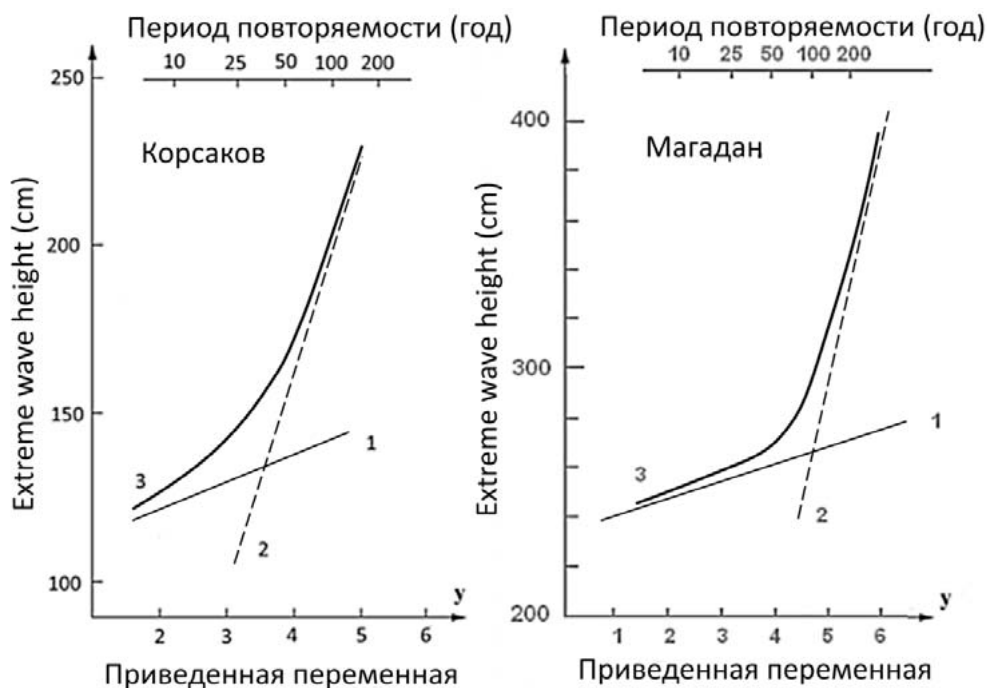


Рис. 2. Экстремальные высоты уровня моря, рассчитанные методом композиции распределений по схеме нагон + прилив (1) и нагон + прилив + цунами (3), а также расчетные высоты волн цунами (2).

Таблица 5. Экстремальные высоты уровня моря, рассчитанные методом композиции распределений (прилив + нагон + цунами)

Станция	Период повторяемости, лет		
	50	100	200
Буревестник	3.4	4.1	4.9
Курильск	2.3	2.4	2.5
Матуга	4.1	5.3	6.6
Северо-Курильск	5.9	9.6	13.3
Южно-Курильск	3.5	4.6	5.7
Малокурильское	4.2	5.4	6.7
Магадан	2.7	2.9	3.4
Зал. Набиль	1.4	1.4	1.5
Поронайск	1.6	1.7	2.2
Корсаков	1.4	1.6	2.0

ЛИТЕРАТУРА

1. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 231 с.
2. Pugh D.T., Vassie J.M. Extreme sea levels from tide and surge probability // Proc. 16th Coast. Eng. Conf. Hamburg, 1979. Vol.1. P. 911-930.
3. Rabinovich A.B., Shevchenko G.V., Sokolova S.E. An estimation of extreme sea levels in the northern part of the Sea of Japan // La mer. 1992. Vol. 30. P. 179-190.

УДК 551.466.7 (571.64)

РАСЧЕТ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ДРЕЙФА ЛЬДА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН ПО ДАННЫМ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Г.В. Шевченко¹, В.С. Тамбовский²

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

²Экологическая компания Сахалина, г. Южно-Сахалинск, Россия

g.shevchenko@imgg.ru

ВВЕДЕНИЕ

Ледовые нагрузки являются наиболее серьезной угрозой для объектов нефтегазового комплекса на северо-восточном шельфе о. Сахалин. Ледовые объекты могут достигать больших размеров и веса и двигаться с большими скоростями. Морские нефтегазозонные площади находятся в зоне транзита льда из северо-западной части Охотского моря на юг Восточно-Сахалинским течением, кроме того, здесь велики скорости приливного и ветрового дрейфа, оценки которых получены на основе данных наблюдений при помощи береговых радиолокационных станций (РЛС) [1, 4].

Измерения скорости дрейфа льда выполнялись также с буровой платформы «Моликпак» при помощи бортового локатора «Фуруно» обычно или в начале (ноябрь – декабрь), или в конце ледового сезона (май – июнь) для обеспечения безопасности работ по отгрузке нефти [5,2].

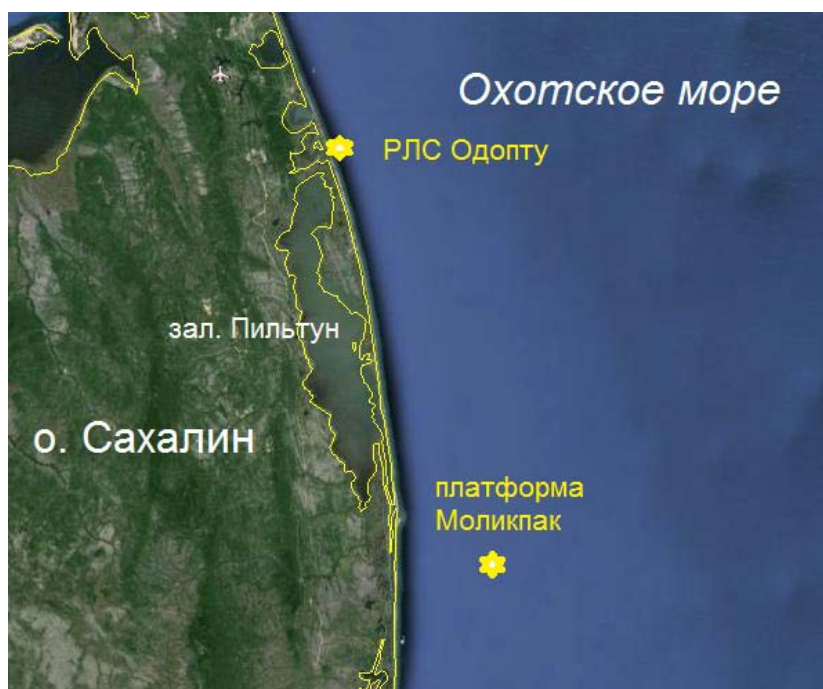


Рис. 1. Положение РЛС Одопту и платформы Моликпак на северо-восточном шельфе о. Сахалин.

В данной работе на основе этих материалов исследовались характеристики приливного и ветрового дрейфа, а также выполнен расчет экстремальных скоростей редкой повторяемости методом композиции распределений приливной и непериодической (обусловленной ветром и Восточно-Сахалинским течением) составляющих.

АНАЛИЗ СКОРОСТИ ДРЕЙФА ПО ИЗМЕРЕНИЯМ НА ПЛАТФОРМЕ «МОЛИКПАК»

Измерения скорости дрейфа в ноябре – декабре были эпизодическими, для детального анализа была пригодна только одна серия, полученная в конце 2000 г. Этот период характеризовался значительными скоростями дрейфа – как приливного, так и неперидического. В последнем явно преобладала юго-восточная компонента (повторяемость 68%, максимальная скорость 145 см/с). Это обусловлено, скорее всего, преобладанием северо-западных ветров в этот период года. Заметна также доля дрейфа южного румба (17%, максимальная скорость 118 см/с), роль остальных направлений незначительна.

Измерения дрейфа в мае также производились нерегулярно – имелись перерывы как вследствие отсутствия льда в зоне обзора локатора, так и при временном прекращении обслуживания танкеров. Для анализа были отобраны наиболее качественные серии, полученные в 1999, 2000, 2003, 2005 и 2006 гг. Очищенные от прилива ряды дрейфа были объединены, общая длина ряда составила 2754 часовых значений. Роза дрейфа, рассчитанная по градациям скорости и 8 румбам, рассматривалась как распределение неперидической составляющей (рис. 2). Для характеристики распределения приливной компоненты дрейфа на основе рассчитанных гармонических постоянных были предвычислены вектора приливного дрейфа на 19-летний период (только на май месяц), что необходимо для учета межгодовых вариаций приливов с периодом 18.6 года. Рассчитанная по этому ряду роза приливного дрейфа также приведена на рисунке 2.

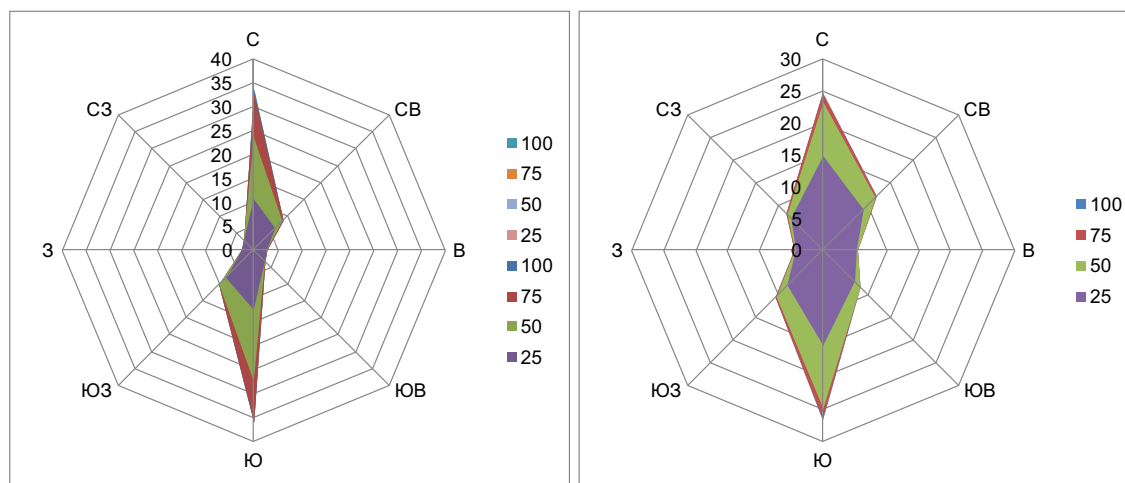


Рис. 2. Распределения приливной (слева) и неперидической (справа) составляющих дрейфа льда по градациям скорости и 8 румбам в мае по наблюдениям на буровой платформе «Моликпак».

Распределения неперидических течений весной значительно отличаются от распределения, характерного для начала ледового сезона. В третьей декаде апреля обычно устанавливаются характерные для летнего муссона ветра южного румба, а Восточно-Сахалинское течение уже утрачивает в значительной мере свою силу. Следствием этого являются близкие значения повторяемости дрейфа южного (27%) и северного (25%) румбов. Скорости дрейфа существенно ниже, чем в декабре, максимальное значение для южного румба составляет 84 см/с, для северного – 75 см/с.

Розы приливного дрейфа сильно сжаты и вытянуты вдоль оси север – юг (повторяемость 34 и 36%, соответственно), что определяется ориентацией береговой линии в данном районе. Максимальные скорости приливного дрейфа (при расчете по 19-летнему ряду их можно считать максимально возможными) составляют 92 и 84 см/с.

Для оценки скоростей дрейфа редкой повторяемости применялся метод композиции распределений, модифицированный для векторных рядов и использовавшийся для оценки максимальных скоростей течений на Пильгун-Астохской морской площади [3], на которой собственно и расположена платформа «Моликпак» (подробности методики изложены также в статье Г.В. Шевченко в настоящем сборнике).

Поскольку повторяемость дрейфа распределена по направлениям крайне неравномерно, получить надежные оценки оказалось возможным только для северного и южного румба, – предельные значения скорости дрейфа для обоих направлений составили 170 см/с, причем период повторяемости этого значения составил 2075 и 4890 лет соответственно. Для периодов повторяемости 50 и 100 лет значения скорости составили 149 и 157 см/с для северного и 148 и 155 см/с для южного румба. Как показано ниже, такие практически симметричные оценки возможны на северо-восточном шельфе о. Сахалин только в мае.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СКОРОСТИ ДРЕЙФА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ НА РЛС «ОДОПТУ»

Измерения скорости дрейфа на установленной на берегу РЛС «Одопту» проводились с 1986 по 1996 гг. в течение всего ледового сезона (данные, достаточные для статистического анализа, охватывали период с января по май). Это позволяет детально исследовать сезонную изменчивость динамики льдов в изучаемом районе. Непериодическая компонента оценивалась путем объединения всех имеющихся серий для каждого месяца отдельно, предварительно очищенных от прилива и сглаженных с применением 25-часового скользящего среднего для подавления случайных вариаций, обусловленных реакцией на порывы ветра, столкновения льдин и т.д. (рассматривалась наиболее удаленная от берега точка зоны обзора локатора [1]). Наименее выразительная статистика была получена для января – всего 1008 часовых отсчетов (в последующие месяцы 2077, 5721, 5515, 4314 отсчетов соответственно). Распределения непериодической составляющей по грациям скорости и 8 румбам для месяцев с февраля по май представлены на рисунке 3. В феврале абсолютно доминирует дрейф южного (повторяемость 50%) и юго-восточного (25%) румбов, этим направлениям отвечают и максимальные значения скорости (133 и 129 см/с соответственно). Отметим, что в январе доли южного и юго-восточного румбов составляли 56 и 20%. В марте вклад этих направлений несколько уменьшается (45 и 15%) при увеличении роли дрейфа северного румба (16%). Значения максимальных скоростей отмечены на южном (128 см/с) и северном (119 см/с) направлении. В апреле доля дрейфа северного румба продолжала увеличиваться (19%) при снижении вклада южного (39%) и юго-восточного румбов (14%). В мае повторяемость дрейфа южного (30%) и северного (27%) румбов приблизительно одинакова, как и на платформе «Моликпак». Максимальные значения скорости при этом существенно выше – для южного румба оно составляет 119 см/с.

Розы приливного дрейфа схожи с таковыми для платформы «Моликпак» (рассчитывались для каждого месяца отдельно на период 2000 – 2018 гг.) – они вытянуты вдоль меридиана, доли северного и южного румбов для различных месяцев составляют около 40%. Значения скорости максимальны в январе (109 см/с) и минимальны в марте (87 см/с).

Из-за явного преобладания в непериодической компоненте дрейфа южного направления (за исключением мая), при расчете экстремальных скоростей суммарного дрейфа основное внимание уделялось этому румбу. Наибольшие величины получены для февраля (для января расчет некорректен из-за слишком короткого ряда наблюдений), когда и непериодическая компонента максимальна, и приливная тоже очень велика. Для периодов повторяемости 50 и 100 лет получены значения 204 и 211 см/с. Отметим, что максимальное наблюдавшееся значение скорости (за весь 11-летний период измерений) для этого месяца составило 178 см/с, что неплохо согласуется с полученными оценками.

В марте расчетные значения скорости для этих периодов повторяемости уменьшаются (196 и 203 см/с), в апреле – еще в большей степени (178 и 189 см/с), а в мае немного возрастают (182 и 193 см/с). Для северной компоненты эти значения составляют 174 и 183 см/с). Полученные оценки значительно выше, чем результаты расчетов, полученные для платформы «Моликпак», но на РЛС «Одопту» скорости приливного и непериодического дрейфа были существенно выше, что и сказалось на итоговых оценках. Скорее всего, эти различия связаны с меньшей глубиной моря в районе буровой платформы (30 м) по сравнению с удаленной точкой наблюдения на РЛС «Одопту» (более 50 м). В более мелководном районе сильнее сказывается демпфирующее влияние донного трения.

Таким образом, и на платформе «Моликпак», и на других добывающих платформах на северо-восточном шельфе о. Сахалин, остающихся в районе добычи в холодный период года, можно ожидать максимальных нагрузок, связанных с высокими скоростями дрейфа льда в январе – феврале (особую опасность представляют несяки – высокие плотные образования из смерзшихся глыб льда). Наименьшие значения скорости дрейфа наблюдаются в апреле.

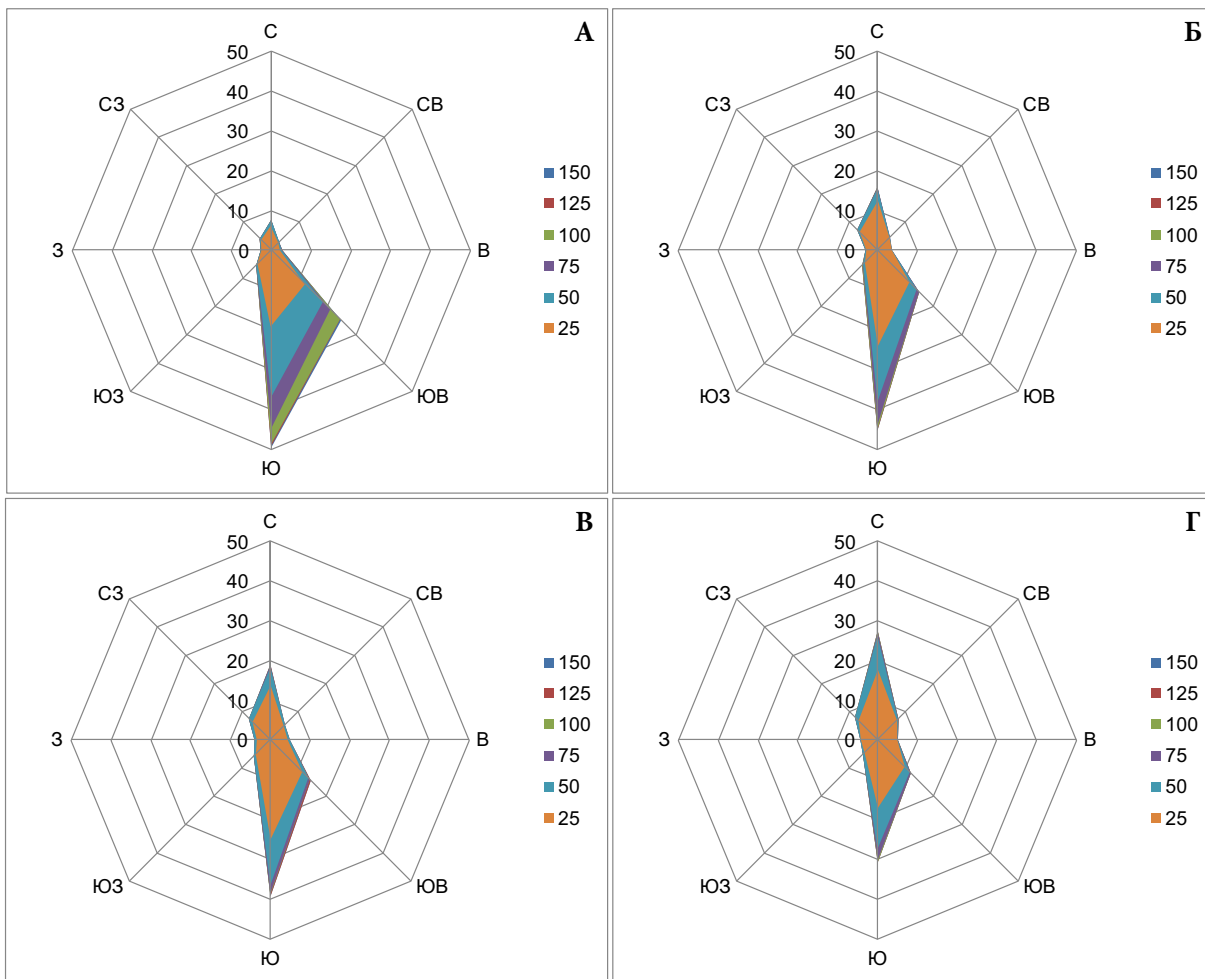


Рис. 3. Распределения неперiodической компоненты скорости дрейфа льда по градациям скорости и 8 румбам по измерения на РЛС «Одопту» для февраля (А), марта (Б), апреля (В) и мая (Г).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ материалов наблюдений за дрейфом льда на платформе «Моликпак», выполнявшихся преимущественно в конце ледового сезона при помощи бортового лоатора «Фуруно», выявил практически одинаковую повторяемость дрейфа северного (25%) и южного (27%) румбов. В декабре в районе платформы и по измерениям на РЛС «Одопту» в январе-феврале отмечено абсолютное преобладание дрейфа южного и юго-восточного румбов. В марте-апреле доля этих румбов уменьшалась, а северного – возрастала.

Расчетные скорости дрейфа редкой повторяемости для мая месяца (для периодов 50 и 100 лет) имеют значения около 3 узлов, что выглядит вполне реалистичной оценкой, несмотря на сравнительно небольшую продолжительность имеющихся материалов наблюдений. Нам РЛС «Одопту» расчетные скорости превышают 4 узла, здесь скорости и приливного, и неперiodического дрейфа выше, чем наблюдавшиеся на буровой платформе. Наиболее вероятно, существенные различия в оценках скорости дрейфа обусловлены более сильным демпфирующим влиянием донного трения на буровой платформе (глубина моря около

30 м) по сравнению с наблюдениями с берега (глубина моря в дальней точке более 50 м). Наибольших скоростей дрейфа южного румба на северо-восточном шельфе о. Сахалин можно ожидать в декабре-феврале. В этом периоде и приливная, и неперриодическая составляющая (обусловленная сильными и устойчивыми ветрами северного и северо-западного румбов и достигающим максимума интенсивности Восточно-Сахалинским течением) скорости дрейфа наиболее велики.

Полученные оценки могут использоваться при разработке мер по обеспечению безопасности работ на северо-восточном шельфе о. Сахалин в ледовый период, прежде всего при обслуживании буровых платформ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тамбовский В.С., Шевченко Г.В. Характеристика скорости дрейфа льда у северо-восточного побережья о. Сахалин под влиянием приливов и ветра // Гидрометеорологические и экологические условия Дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду. Владивосток: Дальнаука, 1999. Тем. вып. ДВНИГМИ № 2. С. 114-137.
2. Тамбовский В.С., Тихончук Е.А., Шевченко Г.В. Деформации ледяного покрова на северо-восточном шельфе острова Сахалин, обусловленные приливами // Метеорология и гидрология. 2010. №3. С. 56-67.
3. Шевченко Г.В. Расчёт экстремальных скоростей течений методом композиции распределений (на примере Пильгун-Астохского месторождения нефти северо-восточного шельфа о. Сахалин) // Метеорология и гидрология . 2004. №1. С. 53-73.
4. Shevchenko G., Rabinovich A., Thomson R. Sea-ice drift on the northeastern shelf of Sakhalin Island // Journal of Physical Oceanography. 2004. Vol. 34, No. 11. P. 2470-2491.
5. Tambovsky V., Truskov P. Shevchenko G., Tide and wind induced sea ice drift and ice cover deformations in the vicinity of Molikpaq drilling platform, northeastern Sakhalin // Proceedings of the 20th international symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2005. P. 275-284

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ АЛГОРИТМОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАКАТА ВОЛН ЦУНАМИ

Ю.И. Шокин, А.Д. Рычков, Г.С. Хакимзянов, Л.Б. Чубаров

Институт вычислительных технологий СО РАН, г. Новосибирск, Россия
chubarov@ict.nsc.ru

В настоящее время применяются различные численные методы для моделирования в рамках теории мелкой воды наката волн цунами. Условно их можно разделить на три класса – безсеточные методы сглаженных частиц (SPH – методы), методы конечных разностей и конечных элементов и комбинированные методы типа методов частиц в ячейках, более приспособленные для расчета линии раздела воды и суши (линии уреза), чем конечно-разностные методы. Обзор ряда таких методов, позволяющих вполне адекватно описывать основные характеристики наката длинных поверхностных волн на берег в одномерных постановках, приведен в монографии [2]. В работе [6] предложен оригинальный численный метод, использующий неравномерную подвижную разностную сетку и аналитическое решение задачи для расчета положения точки наката волны на откос. К сожалению, распространить этот метод на решение двумерных задач не представляется возможным, однако он может быть использован для сопоставления с другими методами в одномерных задачах. Рассмотренные алгоритмы характеризуются значительным разбросом по важному соотношению «точность-ресурс-трудоемкость». Остаются нерешенными также вопросы, связанные с повышением точности определения зон затопления и расчетов вторичных волн.

В докладе рассматриваются несколько методов, хорошо проявивших себя при решении задач газовой динамики и, на наш взгляд, пригодных для решения задач о накате волн цунами, – метод крупных частиц, который применительно к решению уравнений мелкой воды изложен в [1, 5, 7], метод типа Годунова с TVD свойствами [2], метод сглаженных частиц (SPH) [8] и комбинированный метод (TVD+SPH) [4]. Приводятся результаты исследования сходимости этих методов на модельных задачах, демонстрируются их возможности в моделировании процессов, характерных для наката волн цунами на берег.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В декартовой системе координат Oxz с вертикальной осью Oz , направленной вверх, и координатной линией $z = 0$, совпадающей с невозмущенной свободной поверхностью, система уравнений мелкой воды, записанная в виде законов сохранения, имеет вид

$$\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} = \mathbf{G}; \quad \mathbf{q} = \begin{pmatrix} H \\ Hu \end{pmatrix}; \quad \mathbf{F} = \begin{pmatrix} Hu \\ Hu^2 + \frac{g}{2} H^2 \end{pmatrix}; \quad \mathbf{G} = \begin{pmatrix} 0 \\ gH \frac{\partial h}{\partial x} \end{pmatrix}, \quad (1)$$

где $H(x, t) = \eta(x, t) + h(x) \geq 0$ и $u(x, t)$ – полная глубина слоя жидкости и скорость, осреднённая по вертикали от дна $z = -h(x)$ до свободной поверхности $z = \eta(x, t)$ соответственно; g – ускорение силы тяжести. Рельеф дна и прилегающей суши задавался функцией

$$z = -h(x) = \begin{cases} z_0 - x \operatorname{tg} \alpha, & \text{при } 0 \leq x \leq x_s, \\ -h_0, & \text{при } x_s \leq x \leq L_x, \end{cases} \quad (2)$$

где $\alpha > 0$ – угол наклона откоса, $z_0 > 0$ – высота суши в точке $x = 0$, $x_s = (z_0 + h_0) \operatorname{ctg} \alpha$ – абсцисса основания склона, L_x – длина канала (волна движется справа налево).

Начальные данные – возвышение свободной поверхности $\eta(x, 0)$ и скорость $u(x, 0)$ задавались над участком дна постоянной глубины:

$$\eta(x,0) = \frac{A}{ch^2(Z)}, \quad Z = \sqrt{\frac{3A}{4(h_0 + A)}} \cdot \frac{(x - x_w)}{h_0}, \quad u(x,0) = -\frac{\eta(x,0)\sqrt{g(h_0 + A)}}{h_0 + \eta(x,0)}, \quad (3)$$

где A – амплитуда начального возмущения, x_w – начальная координата максимального смещения свободной поверхности $x_w \gg x_s$.

Для численного решения в области $x \in [0, L_x]$ строилась равномерная разностная сетка с шагом Δx , на которой система (1) решалась только в тех узлах сетки, где выполнялось условие $H_i^n \geq \varepsilon$ ($\varepsilon > 0$ – заданная пороговая величина). В остальных узлах сетки все параметры течения полагались равными нулю. На новом $n + 1$ -м временном слое производился анализ вычисленных значений H_i^{n+1} , и если в некотором узле x_q имело место $H_i^{n+1} < \varepsilon$, то значения всех параметров при $x_i < x_q$ также полагались равными нулю. Такой подход известен в литературе как метод улавливания в узел разностной сетки подвижной границы (точки уреза) $x = x_0(t)$, отделяющей воду от суши. В самой точке уреза расчет проводился с использованием односторонних разностей по пространственной переменной и определялось значение x_q^{n+1} – приближенное значение положения точки уреза на $n + 1$ -м временном слое. На правой границе области либо задавалось условия непротекания ($u = 0$), либо в течение некоторого промежутка времени задавались амплитуда и скорость входящей волны: $\eta(L_x, t)$ и $u(L_x, t) < 0$.

МЕТОД КРУПНЫХ ЧАСТИЦ

Реализация метода крупных частиц проводится в два этапа. На первом (эйлеровом) этапе в системе она записывается в виде

$$\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial t} + \mathbf{D} = 0; \quad \mathbf{D} = \begin{pmatrix} 0 \\ gH \frac{\partial(H-h)}{\partial x} \end{pmatrix}, \quad (4)$$

на втором (лагранжевом) этапе решаются уравнения, полученные из (1) хранены только конвективные члены

$$\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} = 0; \quad \mathbf{F} = \begin{pmatrix} Hu \\ Hu^2 \end{pmatrix}; \quad (5)$$

Для решения уравнений (4), (5) строится явная разностная схема первого порядка точности на разнесенной сетке, что обеспечивает, как показали расчеты, отсутствие осцилляций численного решения. В основных узлах определялась величина H , в сдвинутых – поток (Hu) . Разностная схема первого этапа записывается следующим образом:

$$\tilde{H}_i = H_i^n, \quad (\tilde{H}\tilde{u})_{i+1/2} = (Hu)_{i+1/2}^n - gH_{i+1/2}^n \Delta t ((H-h)_{i+1}^n - (H-h)_i^n) / \Delta x,$$

где целый индекс относится к узлам основной сетки, дробный – к сдвинутым. На втором этапе для уравнений (5) используется противопоточная разностная схема:

$$H_i^{n+1} = \tilde{H}_i - \Delta t (\tilde{q}_{i+1/2} - \tilde{q}_{i-1/2}) / \Delta x, \quad \tilde{u}_{i+1/2} = 2(\tilde{H}\tilde{u})_{i+1/2} / (\tilde{H}_{i+1} + \tilde{H}_i), \quad \tilde{q}_{i+1/2} = \begin{cases} \tilde{H}_i \tilde{u}_{i+1/2}, & \text{если } \tilde{u}_{i+1/2} \geq 0, \\ \tilde{H}_{i+1} \tilde{u}_{i+1/2}, & \text{если } \tilde{u}_{i+1/2} < 0. \end{cases}$$

Аналогичным образом записываются выражения для вычисления значений $(Hu)_{i+1/2}^{n+1}$. Достоинством метода является устойчивость к неточности задания рельефа дна, выполнение условия «спокойной воды», отсутствие нефизических осцилляций численного решения, простота программирования и нетребовательность к вычислительным ресурсам. Основным недостатком метода является его первый порядок точности. Однако при решении двумерных задач этот недостаток частично компенсируется тем, что приходится использовать достаточно подробную прямоугольную разностную сетку для детальной аппроксимации береговой линии, рельефов суши и дна акватории.

МЕТОД ТИПА ГОДУНОВА С TVD СВОЙСТВАМИ (HLL-МЕТОД)

Для численного решения консервативной системы уравнений используется следующая явная схема второго порядка точности, приведенная в [2], которую для уравнений мелкой воды можно записать в виде

$$\tilde{\mathbf{q}}_i^{n+1} = \mathbf{q}_i^n - \frac{\tau}{\Delta x} [\mathbf{F}(\mathbf{q}_i^n + 0.5\Delta x \mathbf{Q}_i^n) - \mathbf{F}(\mathbf{q}_i^n - 0.5\Delta x \mathbf{Q}_i^n)] + \tau \mathbf{G}_i^{n+1/2}, \quad \mathbf{G}_i^{n+1/2} = \begin{pmatrix} 0 \\ gH_i^{n+1/2} \frac{h_{i+1/2} - h_{i-1/2}}{\Delta x} \end{pmatrix}, \quad (6)$$

$$\mathbf{q}_i^{n+1/2} = \frac{1}{2}(\tilde{\mathbf{q}}_i^{n+1} + \mathbf{q}_i^n), \quad \mathbf{q}_i^{n+1} = \mathbf{q}_i^n - \frac{\tau}{\Delta x} (\mathbf{F}_{i+1/2}^{n+1/2} - \mathbf{F}_{i-1/2}^{n+1/2}) + \tau \mathbf{G}_i^{n+1/2}, \quad \mathbf{Q}_i^n = \text{minmod}\left(\frac{\mathbf{q}_{i+1}^n - \mathbf{q}_i^n}{\Delta x}, \frac{\mathbf{q}_i^n - \mathbf{q}_{i-1}^n}{\Delta x}\right).$$

Потоки $\mathbf{F}_{i\pm 1/2}^{n+1/2}$ определяются на гранях ячеек из приближенного решения задачи Римана с помощью метода Хартена-Лакса-ван Лира (HLL). Достоинством метода являются второй порядок точности, простота программирования и нетребовательность к вычислительным ресурсам. К недостаткам метода следует отнести необходимость выбора специального выражения для аппроксимации правой части в (6), если необходимо добиться выполнения условия «спокойной воды» в случае произвольной конфигурации дна.

МЕТОД SPH

Для уравнений мелкой воды в этом методе под «частицей» понимается столбик воды высотой H , отсчитываемой от дна, шириной w . Каждая i -я частица имеет массу $m_i = H_i w_i$ и скорость u_i . Система уравнений, описывающая движение i -й частицы, взаимодействующей с окружающими ее соседними частицами и с дном, в рамках SPH подхода [8] записывается в виде

$$\frac{dw_i}{dt} = w_i \sum_{j \in P} w_j (u_j - u_i) \Delta_i W_{ij}$$

$$\frac{dH_i u_i w_i}{dt} = -w_i \sum_{j \in P} w_j \left[\left(\frac{gH_i^2}{2} + \frac{gH_j^2}{2} - \Pi_{ij} \right) - gH_i (h_j - h_i) \right] \Delta_i W_{ij}, \quad \frac{dH_i w_i}{dt} = 0, \quad \frac{dx_i}{dt} = u_i, \quad (7)$$

где суммирование проводится по всему ансамблю соседних частиц P , а $\Delta_i W_{ij} = \Delta_i W(x_i - x_j; L)$ – есть производная по пространственной переменной от ядра сглаживающей функции для i -й частицы; L – длина сглаживания; Π_{ij} – необходимая для устойчивости счета искусственная вязкость.

В качестве сглаживающей функции обычно используется кубический сплайн Монагана [9]. Длину сглаживания L для одномерной модели мелкой воды можно задавать постоянной. Достоинством метода являются второй порядок точности, робастность, отсутствие проблемы расчета линии уреза воды. Недостатки метода – приближенное выполнение условия «спокойной воды» в случае произвольной конфигурации дна, большие потребности в вычислительных ресурсах, необходимость настройки ряда ключевых параметров (длина сглаживания, искусственная вязкость) на класс решаемых задач.

МЕТОД TVD+SPH

В основу алгоритма, который далее будет называться TVD+SPH, положен метод, предложенный в работе [4] и представляющий собой оригинальную комбинацию метода SPH и конечно-разностной схемы, обладающей TVD свойством. В узлах разностной сетки, являющихся центрами «эйлеровых» ячеек, определяются все искомые функции H_i^n и $(Hu)_i^n$, задаются также подвижные «лагранжевы жидкие» частицы, имеющие объемы $V_i^n = H_i^n \Delta x$, импульсы $P_i^n = (Hu)_i^n \Delta x$ и положения в пространстве x_i^n . Аналогично методу крупных частиц, этот алгоритм использует расщепление по физическим процессам.

Первый этап состоит в определении характеристик частиц V_i^{n+1} , P_i^{n+1} и их положений x_i^{n+1} с использованием стандартного SPH подхода, когда движение каждой i -й частицы происходит только под действием гидродинамических сил, причем взаимодействующими считаются только две соседние частицы, а длина сглаживания равна Δx :

$$\frac{dH_i}{dt} = 0; \quad \frac{d(Hu)_i}{dt} = -gH_i \frac{d\eta}{dx}_i; \quad \frac{dx_i}{dt} = \frac{(Hu)_i}{H_i}; \quad \eta_i = H_i - h_i.$$

На втором этапе вычисляются потоки массы и импульса через границы ячеек на промежуточном временном слое $n + 1/2$ путем решения задачи Римана в сочетании с TVD-подходом. Здесь в системе уравнений (1) гидродинамических сил

$$\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} = 0; \quad \mathbf{q} = \begin{pmatrix} H \\ Hu \end{pmatrix}; \quad \mathbf{F} = \begin{pmatrix} Hu \\ Hu^2 \end{pmatrix}$$

и применяется стандартная процедура конечно-разностной аппроксимации, используемая при построении схем Годуновского типа. При приближенном решении задачи Римана консервативные переменные \mathbf{q} слева и справа от границ ячеек вычисляются на полуцелом слое по времени, что обеспечивает второй порядок точности по пространству и времени. Для определения положения точки уреза $x_0(t)$ также применялся метод улавливания точки уреза в узел разностной сетки. После этого рассчитываются новые значения импульсов и объемов частиц, обусловленные потоками этих характеристик через границы ячеек, и затем происходит возврат «лагранжевых» частиц в исходное положение, т.е. в центры «эйлеровых» ячеек.

Достоинством метода являются второй порядок точности, робастность, точное выполнение условия «спокойной воды» и нетребовательность к вычислительным ресурсам. В качестве недостатка следует отметить приближенный, однако более точный, чем в методе крупных частиц, расчет положения линии уреза.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Основные расчеты выполнялись для канала с углом наклона откоса $\alpha = 15^\circ$ и глубиной невозмущенного слоя жидкости $h_0 = 1[\text{м}]$, на правой границе $x = L_x = 45.6[\text{м}]$ ставилось условие непротекания. Начальное состояние свободной поверхности задавалось, как и в работе [10], по формулам (3), при этом полагалось, что $x_w = 25.6[\text{м}]$, $A = 0.2[\text{м}]$. Расчеты проводились в интервале времени $0 \leq t \leq 300$ секунд, в течение которого происходило многократное отражение волны от правой непроницаемой стенки. По нашему мнению, такой тест позволяет наиболее полно выявить сильные и слабые стороны исследуемых численных методов. Цель расчетов состояла в сравнении на простейшей задаче различных подходов к моделированию наката волны на берег, в анализе на конкретном примере их основных характеристик и выборе алгоритма, наиболее перспективного для использования в решении задач о трансформации волн в реальных акваториях. В дальнейшем будут обсуждаться результаты, полученные каждым из рассмотренных методов при условии достижения сходимости на измельчающихся по пространству сетках. Результаты исследования сходимости метода «TVD+SPH» на задаче о накате на откос одиночной волны возвышения, представленные на рисунке 1, показывают, что с достаточной степенью доверия можно относиться к результатам, полученным на сетке, содержащей 2000 узлов.

На рисунке 2 представлена динамика заплеска одиночной волны, рассчитанная различными методами. Можно сказать, что период первого заплеска всеми алгоритмами воспроизводится удовлетворительно, в то время как на воспроизведении высоты наката сказываются диссипативные свойства вычислительных схем. При воспроизведении стадии отката по-прежнему близки (практически идентичны) результаты методов Годунова и TVD+SPH, однако они отличаются от гораздо более сложной картины, представляемой решением, полученным с использованием аналитического граничного условия. Анализ полученных результатов позволяет отдать предпочтение именно методу TVD+SPH, продемонстрировавшему на модельных задачах наилучшие результаты как по точности, так и по своей экономичности.

В докладе приводятся также результаты сравнительного анализа характеристик наката волн в зависимости от их формы и от угла склона.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 14-17-00219.

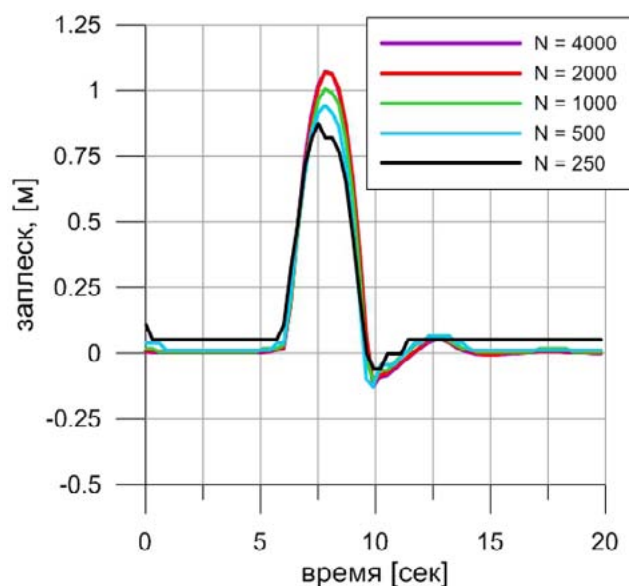


Рис. 1. Сходимость метода TVD+SPH на сетках с различной разрешающей способностью.

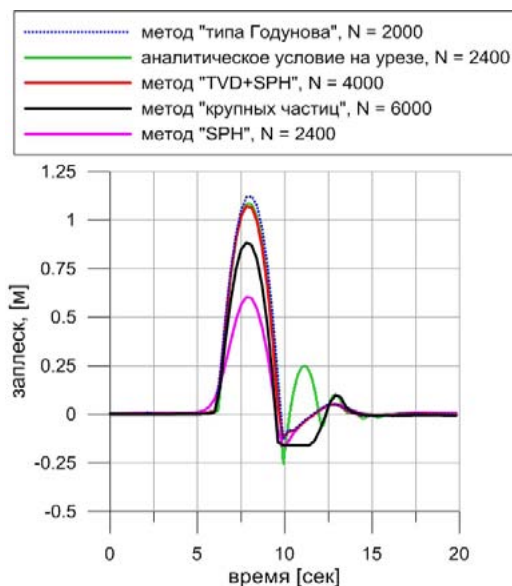


Рис. 2. Сопоставление различных методов моделирования динамики точки уреза при накате уединенной волны на плоский откос.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бейзель С.А., Рычков А.Д., Чубаров Л.Б. Сравнительный анализ некоторых алгоритмов моделирования наката волн цунами на берег // Задачи со своб. границами: теория, эксперимент и приложения: тез. докл. V Всерос. конф. Бийск: Алт. гос. техн.ун-т, 2014. С. 16.
2. Куликовский А.Г., Погорелов Н.В., Семенов А.Ю. Математические вопросы численного решения гиперболических систем уравнений. М.: Физматлит, 2001. 608 с.
3. Родин А.А., Пелиновский Е.Н. Динамика длинных волн в прибрежной зоне моря с учетом эффектов обрушения. Новгород: Нижегород. гос. техн. ун-т, 2014. 93 с.
4. Храпов С.С., Хоперсков А.В., Кузьмин Н.М., Писарев А.В., Кобелев И.А. Численная схема для моделирования динамики поверхностных вод на основе комбинированного SPH-TVD подхода // Вычисл. методы и программирование. 2011. Т.12. С. 282-297.
5. Шокин Ю.И., Бейзель С.А., Рычков А.Д., Чубаров Л.Б. Численное моделирование наката волн цунами на побережье с использованием метода крупных частиц // Математическое моделирование. 2015. Т. 27, № 1. С. 99-112.
6. Bautin S.P., Deryabin S.L., Sommer A.F., Khakimzyanov G.S., Shokina N.Yu. Use of analytic solutions in the statement of difference boundary conditions on a movable shoreline // Russ. J.-Numer. Anal. Math. Modelling. 2011. Vol. 26, No 4. P. 353-377.
7. Kofanov A.V., Liseikin V.D., Rychkov A.D., Application of coordinate transformations in numerical simulation of tsunami runup by the large particle method // Comput. Math. and Math. Phys. 2015. Vol. 55, No 1. P. 109-116.
8. Lefte M. De, Touze D. Le, Alessandrini B. SPH modeling of shallow-water coastal flows // Journal of Hydraulic Research. 2010. Vol. 48. Extra Issue. P. 118-125.
9. Monaghan J.J. Simulating free surface flows with SPH // J. Comput. Phys. 1994. Vol. 110, No 2. P. 399-406.
10. Synolakis C.E. The runup of solitary waves // J. Fluid Mech. 1987. Vol. 185. P. 523-545.

Для заметок

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ. ОПЫТ НЕФТЕГОРСКА

ВСЕРОССИЙСКАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

26-30 мая 2015 г.

г. Южно-Сахалинск, Россия

СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ

ТОМ 1

Под редакцией

Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой

Электронная верстка: А.В. Пинчук

Дизайн обложки: А.В. Пинчук

Технический редактор: М.В. Сеначин

Корректор: И.П. Кремнева

Отпечатано с оригинал-макета,
подготовленного в Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН,
минуя редподготовку в «Дальнауке»

Подписано в печать 6.05.2015 г.
Усл. печ. лист. 47,2. Уч.-изд. лист. 33,2.
Формат 60x84/8. Бумага «Color copу».
Тираж 200 экз. Заказ № 7774.
Печать офсетная.

ФГУП «Издательство Дальнаука»
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

Отпечатано в ФГБУН Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения РАН
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б
Офсетный цех