

Том 28, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Предисловие</i>	3
<i>Ч.У. Ким, В.И. Михайлов, Р.С. Сен, Е.П. Семенова.</i> Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных.	4
<i>Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков, Ч.У. Ким, Х. Такахаши.</i> Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, $M_w = 6.2$	16
<i>И.Н. Тихонов.</i> Прогноз сильного землетрясения на юго-западном шельфе о. Сахалин и его реализация в результате Невельского землетрясения 2 августа 2007 г.	22
<i>А.И. Зайцев, Д.П. Ковалев, А.А. Куркин, Б.В. Левин, Е.Н. Пелиновский, А.Г. Чернов, А. Ялчинер.</i> Цунами на Сахалине 2 августа 2007 г.: мареографные данные и численное моделирование	30
<i>П.Д. Ковалев, Г.В. Шевченко, Д.П. Ковалев, А.Г. Чернов, Д.Е. Золотухин.</i> Регистрация Симуширского и Невельского цунами в порту г. Холмска	36
<i>В.Л. Ломтев, М.Г. Гуринов.</i> Тектонические условия Невельского (02.08.2007, $M \sim 6.1$) землетрясения	44
<i>Т.К. Злобин, А.Ю. Полец.</i> Очаговые зоны катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M_w = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.1$) и глубинное строение земной коры Средних Курил	54
<i>Н.Г. Томилин.</i> Парные землетрясения на Курилах	64
<i>Ю.Л. Ребецкий.</i> Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширским землетрясением	70
<i>М.Ю. Андреева, Е.В. Сасорова, Б.В. Левин.</i> Особенности внутригодного распределения землетрясений курильского региона	86
<i>М.Н. Лунева, Д.А. Сафонов.</i> Сейсмическая анизотропия под Южным Сахалином по параметрам S -волн от местных глубокофокусных землетрясений	96
 Рецензии	
<i>Б.А. Воронов, П.В. Ивашов.</i> Экологические основы водохозяйственной деятельности	107
 Памятные даты	
Научное наследие Соломона Марковича Тильмана (к 90-летию со дня рождения)	110
 Потери науки	
<i>Василий Феофанович Белый (1929–2009)</i>	112

CONTENTS

<i>Preface</i>	3
<i>C.U. Kim, V.I. Mikhailov, R.S. Sen, Ye.P. Semenova. The August 2, 2007 Nevelsk earthquake: instrumental data analysis</i>	4
<i>N.F. Vasilenko, A.S. Prytkov, Ch.U. Kim, H. Takahashi. Coseismic Earth's surface deformations resulting from the Aug 2, 2007 ($M_w = 6.2$) Nevelsk earthquake (Sakhalin Island)</i>	16
<i>I.N. Tikhonov. Strong earthquake prediction within the south-western shelf of Sakhalin Island, and its realization during the August 2, 2007 Nevelsk earthquake</i>	22
<i>A.I. Zaitsev, D.P. Kovalev, A.A. Kurkin, B.V. Levin, Ye.N. Pelinovskiy, A.G. Chernov, A. Yalchiner. Tsunami on Sakhalin on August 2, 2007: mareograph evidence and numerical simulation</i>	30
<i>P.D. Kovalev, G.V. Shevchenko, D.P. Kovalev, A.G. Chernov, D.Ye. Zolotukhin. Simushir and Nevelsk tsunamis registration in the port of Kholmsk</i>	36
<i>V.L. Lomtev, M.G. Gurinov. Tectonic conditions of Nevelsk earthquake (August 2, 1007, $M \sim 6.1$)</i>	44
<i>T.K. Zlobin, A.Yu. Polets. Catastrophic Simushir earthquakes of November 15, 2006 ($M_w = 8.3$) and of January 13, 2007 ($M_w = 8.1$), and deep structure of the Middle Kurils Earth's crust</i>	54
<i>N.G. Tomilin. Pair earthquakes on the Kurils</i>	64
<i>Yu.L. Rebetsky. Stress state of the Earth's crust of the Kurils and Kamchatka before the Simushir earthquakes</i>	70
<i>M.Yu. Andreeva, Ye.V. Sasorova, B.V. Levin. The features of within-year earthquake distributions in the Kuril region</i>	86
<i>M.N. Luneva, D.A. Safonov. Seismic anisotropy beneath Southern Sakhalin by <i>S</i>-wave parameters of deep focus earthquakes</i>	96
 Reviews	
<i>B.A. Voronov, P.V. Ivashov. Ecological principles of water-management work</i>	107
 Memorial dates	
Scientific heritage of Solomon M. Tilman (90th birth anniversary)	110
 Obituaries	
<i>Valiliy F. Bely (1929–2009)</i>	112

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние два года территория Дальнего Востока стала ареной проявления многих сильных разрушительных землетрясений – Олюторского 2006 г. ($M_w = 7.6$), Горнозаводского 2006 г. ($M_w = 5.6$), Симуширских событий ноября 2006 г. и января 2007 г. ($M_w = 8.3$ и 8.1 , соответственно), Невельского 2007 г. ($M_w = 6.2$). В результате последнего землетрясения и его афтершоков необходимо практически заново отстраивать г. Невельск на юге о. Сахалин. При этом два человека погибли, более десятка ранены. Материальный ущерб составил более пяти миллиардов рублей. В ближайшем будущем сейсмологи ожидают развитие подобных событий на юге п-ова Камчатка и на Южных Курильских о-вах.

Произошедшие землетрясения с особой остротой высветили актуальность проблемы обеспечения сейсмобезопасности населения Дальнего Востока и Восточной Сибири. Назрела необходимость пересмотра сейсмического потенциала многих сейсмоактивных районов.

С учетом сказанного, очевидна необходимость научного анализа и обсуждения новых реалий в сейсмо-тектонике Дальнего Востока, выявления причин сейсмических событий, оценки последствий и прогнозирования новых событий. Этим проблемам были посвящены многие доклады, прочитанные на Международном научном симпозиуме “ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ”, состоявшемся 27–30 сентября 2007 года в г. Южно-Сахалинск.

Данный выпуск журнала содержит 11 статей, посвященных анализу катастрофических землетрясений на о. Сахалин и Курильских о-вах и развитию представлений о протекании сейсмического процесса в Дальневосточном регионе.

*Директор ИМГиГ ДВО РАН,
член-корреспондент РАН Б.В. Левин*

НЕВЕЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 02.08.2007: АНАЛИЗ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Ч.У. Ким¹, В.И. Михайлов², Р.С. Сен², Е.П. Семенова^{1,2}

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

² Сахалинский филиал Геофизической службы РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

По данным локальной сети цифровых сейсмических станций, установленных на юге о. Сахалин, составлен каталог афтершоков Невельского землетрясения 2007 г. с магнитудой $M_w = 6.2$. Определение параметров гипоцентров афтершоков проведено методом инверсии времен пробега сейсмических волн. Выполнен анализ погрешностей в определении координат эпицентров сейсмических событий. Выявлены особенности пространственно-временного распределения афтершоков в очаговой зоне землетрясения. Анализ результатов исследований позволил сделать вывод о том, что сильный афтершок является землетрясением-субочагом, который имеет свою очаговую зону, что, в принципе, позволяет разрешить несогласованность в оценке энергетической характеристики и размера афтершоковой зоны Невельского землетрясения.

Ключевые слова: очаговая зона, локальная сеть, цифровые сейсмические станции, каталог афтершоков, сейсмический режим, Южный Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

2 августа 2007 г. в 2 ч 37 мин по всемирному времени (в 13 ч 37 мин по сахалинскому времени) в акватории Татарского пролива произошло сильное землетрясение с магнитудой $M_w = 6.2$. Землетрясение было названо Невельским по ближайшему населенному пункту. В силу того, что многие здания и сооружения в г. Невельске имели дефицит сейсмоустойчивости до 1.5–2.0 баллов, землетрясение вызвало значительные разрушения. Из 15 тысяч жителей около 6 тысяч остались без крова. Материальный ущерб составил более 6 млрд рублей. Землетрясение ощущалось по всему Южному Сахалину. Интенсивность сотрясений по шкале *MSK-64* составила 7–8 баллов в г. Невельске, 6–7 баллов – в пос. Горнозаводск, 5–6 баллов – в г. Холмске, и 3–4 – в г. Южно-Сахалинске. Данному сейсмическому событию предшествовало землетрясение ($M_w = 5.6$), произошедшее 17 августа 2006 г. в 15 ч 20 мин по Гринвичу вблизи п. Горнозаводск. Невельское землетрясение было предсказано в рамках долгосрочной и среднесрочной перспективы, и теперь можно констатировать, что прогноз полностью реализовался [16].

Невельское землетрясение приурочено к известной зоне ВОЗ, обусловленной системой Западно-Сахалинских глубинных разломов [9] земной коры (рис. 1). В зоне этих разломов, в средней части о. Сахалин, уже наблюдались несколько сильных землетрясений: Александровск-Сахалинское (1907, $M \sim 6.5$), Лесогорско-Углегорское (1924, $M \sim 6.9$) [15], Углегорское (2000, $M_w = 6.8$). Однако в пределах южного фланга этой системы разломов сильных толчков с магнитудой более 5.0 не отмечалось за всю историю инструментальных сейсмологических наблюдений.

Полноценная регистрация многочисленных афтершоков первых суток стала возможной благодаря действующей в этом районе локальной сети сейсмических станций, что позволило оперативно изучить очаговую зону Невельского землетрясения сейсмологами Сахалинского филиала ГС РАН (СФ ГС РАН) и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН).

Анализ инструментальных и макросейсмических наблюдений Невельского землетрясения указывает на некоторые несогласованности в результатах оценки параметров сейсмического события. По данным региональных и мировых центров сейсмологи-

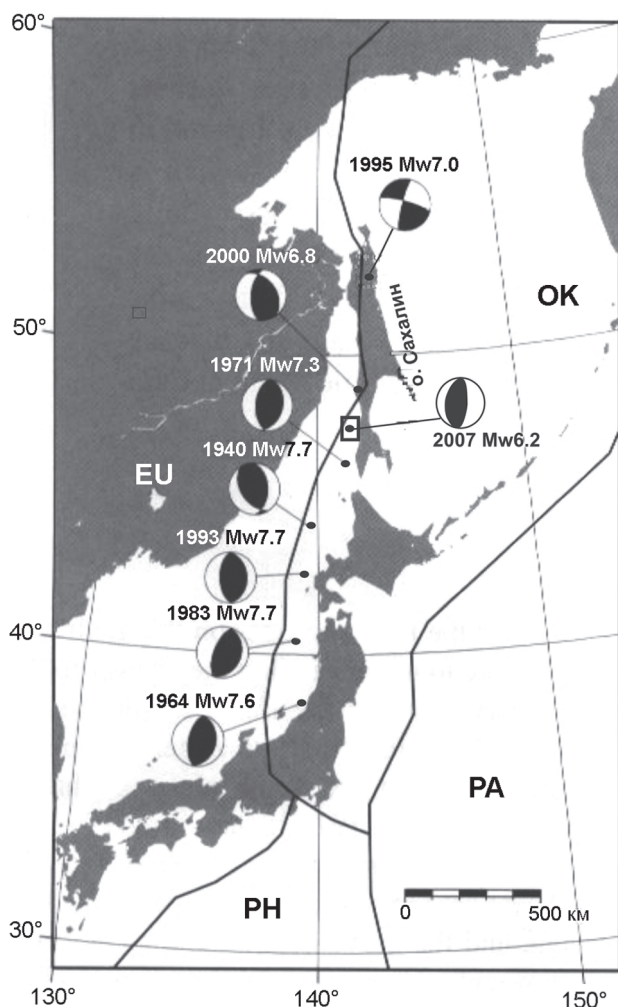


Рис. 1. Схема границы Охотоморской и Евразийской плит с эпицентрами сильнейших землетрясений Япономорско-Сахалинской сейсмоактивной зоны.

ческих наблюдений магнитуда основного толчка составляет $M_w = 6.2$. С другой стороны, возникшая в результате данного землетрясения волна цунами, характер записи страйнметра, подъем значительного участка морского дна и размер афтершоковой зоны указывают на то, что магнитуда данного землетрясения должна быть не менее 6.6.

В настоящей работе сделана попытка прояснить вышеотмеченные несогласованности на основе анализа результатов эпицентральных наблюдений в очаге Невельского землетрясения за первые 8 суток. Детальное изучение афтершоковой зоны позволило выявить закономерности протекания сейсмического процесса в очаговой зоне разрушительного землетрясения, произошедшего на юге о. Сахалин.

СИСТЕМА ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЮЖНОГО САХАЛИНА

В настоящее время в пределах о. Сахалин постоянно работают 4 сейсмические станции СФ ГС РАН, которые расположены друг от друга на расстоянии более 250 км (с/ст. “Южно-Сахалинск”, с/ст. “Углегорск”, с/ст. “Тымовское” и с/ст. “Оха”). Представительная магнитуда регистрируемых на Сахалине землетрясений составляет около 3.5.

Результаты экспедиционных работ, проведенных в 2007 г. в районе Невельского землетрясения, показали высокую эффективность локальной сети станций по регистрации слабых афтершоков катастрофического землетрясения и способствовали повышению уровня представительности составляемых каталогов.

В 1995 г. в рамках сотрудничества с Исследовательским центром по прогнозу землетрясений Хоккайдского университета впервые начались работы по развертыванию локальной сети цифровых сейсмических станций “DATAMARK LS-8000H” для регистрации слабых землетрясений на юге о. Сахалин. До 2001 г. эти исследования проводились эпизодически и только в летний период. После Такойского землетрясения 2001 г. с магнитудой $M_w = 5.2$ начались круглогодичные наблюдения.

В настоящее время сейсмологические наблюдения за слабыми землетрясениями проводятся девятью цифровыми автономными станциями “DAT” (производитель – компания “Clover Tech”, Япония) двух модификаций: с накопителями данных на магнитной ленте и на жестком съемном диске (табл. 1). Станции используются в комплекте с датчиками LE-3Dlite (производитель – компания “Lennartz Electronic”, Германия). Комплект аппаратуры работает в режиме непрерывной регистрации. Автономность работы в зависимости от типа накопителя станции составляет 1–2 месяца. Встроенные часы станций корректируются каждые 6 часов по сигналам Глобальной навигационной системы, что обеспечивает точность временной привязки записей около 10 мс.

Наблюдения с помощью комплекса цифровых станций осуществляются на временно обустроенных выносных пунктах. Выбор пунктов регистрации проводился с учетом следующих требований:

- обеспечение сохранности аппаратуры;
- наличие подъездных путей;
- допустимый уровень фоновых помех.

На рис. 2 приводятся графики непрерывности регистрации в каждом пункте наблюдения за 2007 г. и отдельно – за август 2007 г.

Таблица 1. Конфигурация локальной сети цифровых сейсмических станций на юге о. Сахалин.

№	Места расположения станции	Код станции	Координаты станции		
			Широта, град., с.ш.	Долгота, град., в.д.	Высота, м
1	п. Колхозное, Невельский р-н	ККН	46.656	141.907	10
2	фермерское хозяйство «Белые скалы», Анивский р-н	BSK	46.839	142.318	50
3	стационар ИМГиГ ДВО РАН «м. Острый», Долинский р-н	OSM	47.245	143.010	30
4	п. Загорское, Долинский р-н	ZGR	47.303	142.493	120
5	п. Ожидаево, Холмский р-н	OJD	47.029	142.399	230
6	маяк Корсаковский, Корсаковский р-н	KRS	46.610	142.801	100
7	рыборазводный завод «Долинка» вблизи п. Лесное, Корсаковский р-н	LSN	46.958	143.031	30
8	рыборазводный завод «Мальково», Корсаковский р-н	MLK	46.769	143.354	10
9	окраина г. Холмска	KHL	47.076	142.076	10

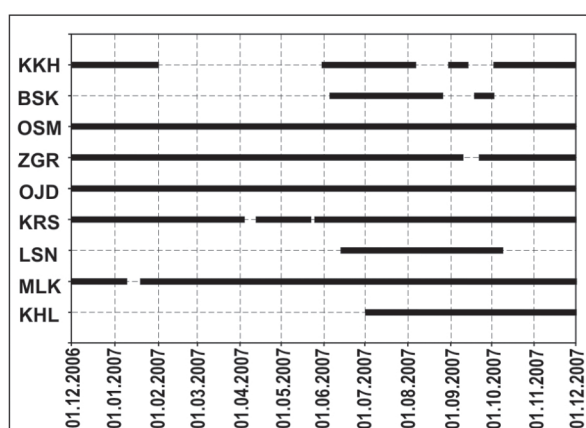
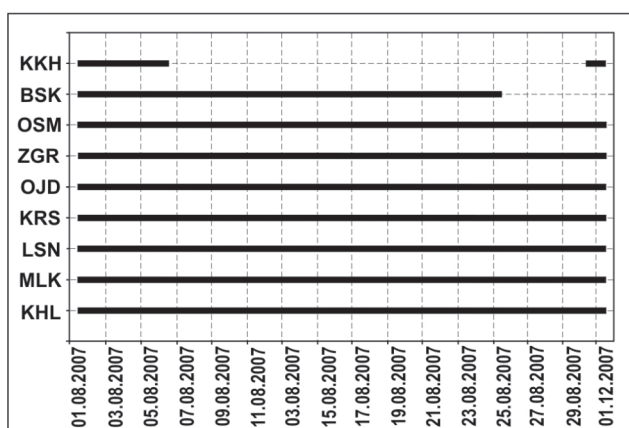


Рис. 2. График непрерывности работы автономных цифровых сейсмических станций «DAT», установленных на юге о. Сахалин в 2007 г. Названия станций приведены в сокращенной форме согласно таблице 1.

Из графиков видно, что во время главного толчка Невельского землетрясения работали все сейсмические станции. Более 1000 сейсмических событий были зарегистрированы всеми станциями, что позволило с высокой точностью определить параметры очагов зарегистрированных афтершоков.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ АФТЕРШОКОВ

При составлении каталога афтершоков Невельского землетрясения параметры гипоцентров определялись с помощью программы NYPO71. Программное обеспечение вместе с сейсмическими станциями было предоставлено Исследовательским центром по прогнозу землетрясений Хоккайдского университета.

Алгоритм определения параметров гипоцентра основан на решении системы уравнений, связывающих координаты гипоцентра землетрясения и координаты регистрирующих станций:

$$(X-x_i)^2 + (Y-y_i)^2 + H^2 = v_i^2(t_0 - t_i)^2, \quad (1)$$

где X , Y , H , t_0 — координаты эпицентра, глубина очага и время возникновения землетрясения (время в оча-

ге), соответственно; x_i , y_i , t_i — координаты сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясение, и времена прихода сейсмических волн на эти станции, соответственно ($i = 1, 2, \dots, n$); v_i — эффективные скорости распространения сейсмических волн, численно равные отношению расстояния по прямой от i -ой станции до гипоцентра ко времени пробега сейсмической волны по лучу.

Метод локальной гипоцентрии активно развивался и в нашей стране [4–6]. Современные программы гипоцентрии весьма сложны и имеют большое число управляющих параметров, что часто превращается в недостаток, так как априорный выбор не всегда очевиден, а результат сильно зависит от набора этих параметров. Эти программы построены так, что в процессе счета меняются веса фаз в зависимости от невязок и гипоцентрального расстояния в сложном сочетании с весами, заданными как параметр счета. При этом программа часто оказывалась «слишком умной», отбрасывая значительную часть верных данных в угоду несколько ошибочным, что заметно искажало результат.

При хорошем азимутальном окружении очага землетрясения большим количеством станций многие из современных алгоритмов дают близкие результаты и демонстрируют высокую устойчивость решений в задаче определения гипоцентральных параметров, слабо зависящих от начального приближения и скоростной модели земной коры. Однако, когда окружение гипоцентра станциями далеко от идеального и при небольшом количестве пунктов регистрации, как в нашем случае, гипоцентрирование опять, как в эпоху ручных определений, превращается в искусство. Чтобы минимизировать ошибки, связанные с субъективным фактором, в нашем исследовании использована процедура, оптимизирующая скоростную модель. Начальный вариант скоростного разреза для южной части о. Сахалин заимствован из данных глубинного сейсмического зондирования [8]. Далее, по группе уверенно обработанных событий определены станционные поправки к временам пробега сейсмических волн, которые используются в дальнейших вычислениях. Окончательный вариант скоростного разреза скорректирован по данным определения очаговых параметров промышленных взрывов на юге о. Сахалин (рис. 3). Используя метод перебора начальной глубины, выбрано решение, отвечающее минимальным невязкам.

Оценка энергетической величины землетрясения является еще более сложной задачей. Для землетрясений, произошедших на юге о. Сахалин, используется номограмма, построенная по данным записей Такойского 2001 г. и Углегорского 2000 г. землетрясений и их афтершоков, зарегистрированных сетью цифровых сейсмических станций "DAT". Номограмма приведена к шкале магнитуд, значения которых рассчитаны по данным цифровой аппаратуры "IRIS" на сейсмической станции "Южно-Сахалинск" (YSS) СФ ГС РАН (рис. 4). Значения магнитуд, определенные по настоящей номограмме, сравнивались с соответствующими магнитудами, рассчитанными по формуле, используемой в Японии для сейсмических станций данного типа [8].

Как отмечено выше, сеть цифровых сейсмических станций на юге о. Сахалин относительно гипоцентров афтершоков Невельского землетрясения расположена неоптимально. Под оптимальной системой сейсмологических наблюдений будем понимать такую систему, которая регистрирует без пропусков события заданного класса в заданной области с минимальными погрешностями в определении параметров гипоцентров [6]. Решение задачи оптимизации сети сейсмологических наблюдений и оценка распределения погрешностей были предложены

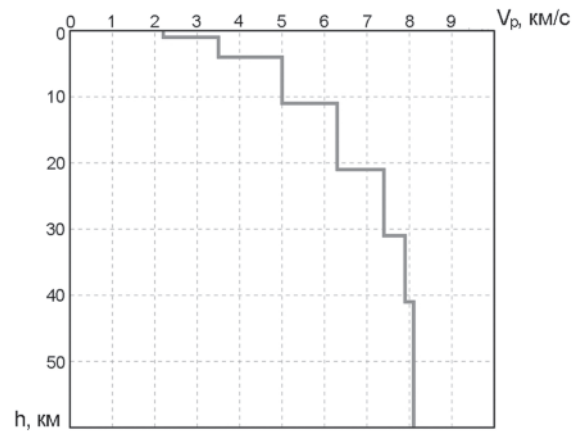


Рис. 3. Скоростная модель строения земной коры.

В.Ю. Бурминым для случая определения координат гипоцентра и времени в очаге. Для оценки эффективности нашей системы сейсмологических наблюдений мы обратились к автору задачи для вычисления погрешностей параметров гипоцентров землетрясений на юге о. Сахалин, который любезно откликнулся на наше предложение. В качестве исходных данных были привлечены координаты сейсмических станций, скоростные разрезы, амплитудно-частотные характеристики цифровых станций, а также номограмма для определения энергетической величины землетрясений по данным цифровых станций. На рис. 5 изображено распределение погрешностей в определении координат эпицентров землетрясений.

ПАРАМЕТРЫ НЕВЕЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2 АВГУСТА 2007 г. ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

Дежурным инженером сейсмической станции "Южно-Сахалинск" через десять минут после момента регистрации землетрясения были получены предварительные параметры эпицентра этого землетрясения по результатам оперативной обработки записи цифровой станции "IRIS" и аналоговой записи каналов пониженной чувствительности. Оптическая запись землетрясения коротко- и длиннопериодной аппаратурой была нечитаемая, поскольку вышла за пределы регистрируемого диапазона. Срочное сообщение об этом землетрясении через 20 минут после его возникновения было передано оперативному дежурному МЧС России по Сахалинской области. Это сообщение вместе с параметрами эпицентра содержало полученные на это время сведения об ошутимости толчков в населенных пунктах Сахалинской области. Данные первичной обработки были переданы, согласно регламенту работы станции, в службу

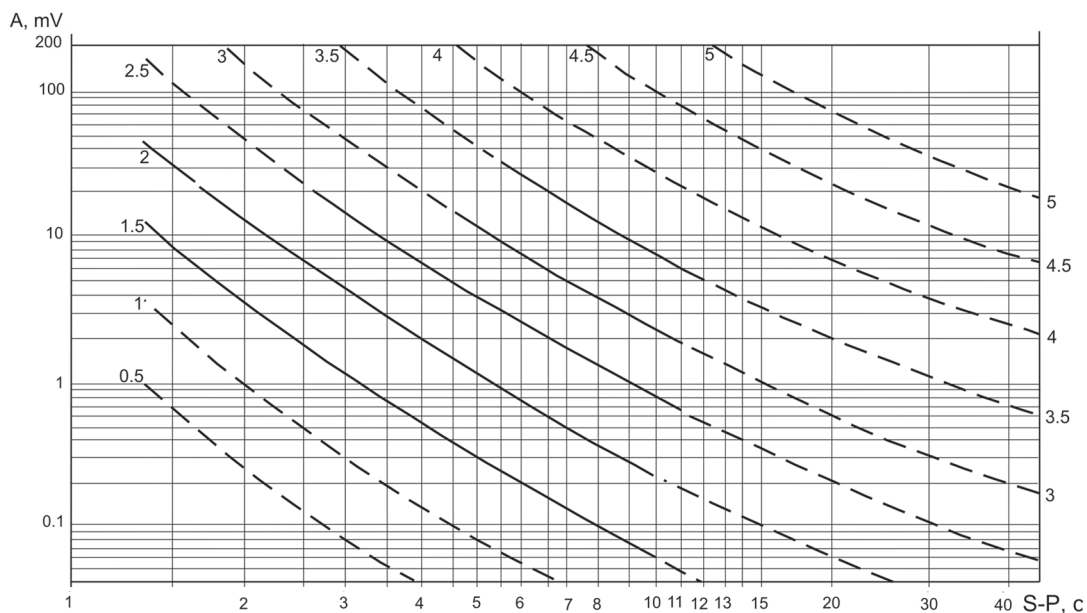


Рис. 4. Номограмма по определению магнитуд землетрясений. Чувствительность сейсмоприемника составляет 400 В/м/с для частот, превышающих 1 Гц.

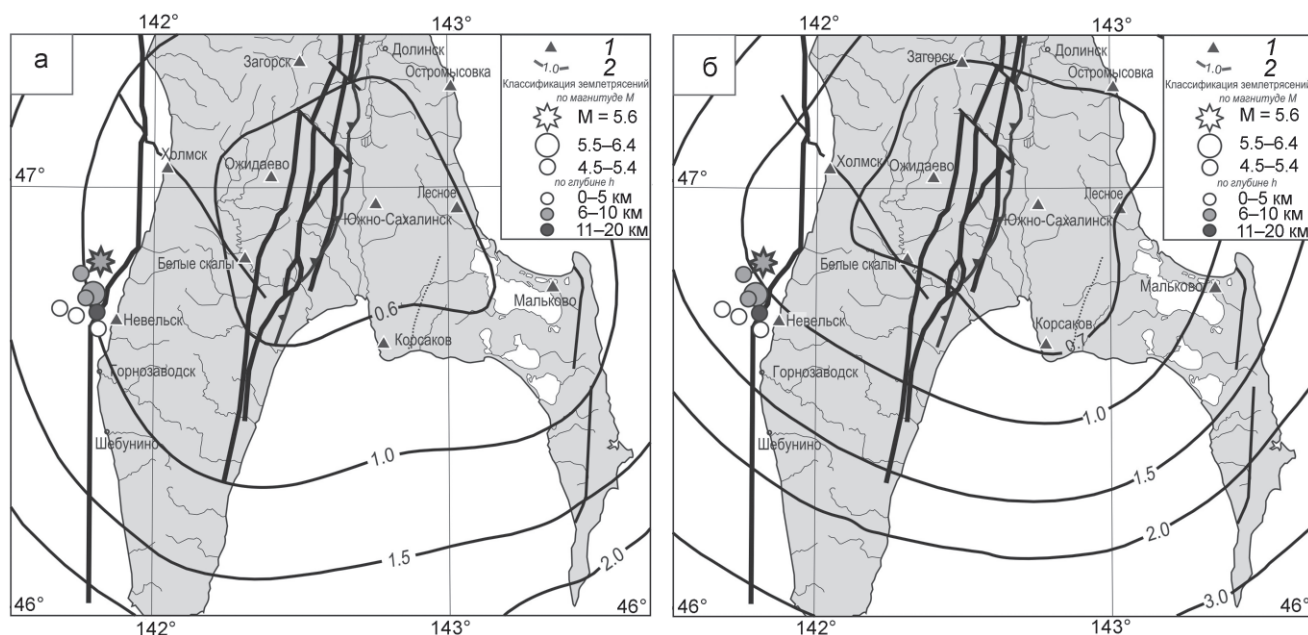


Рис. 5. Карта расположения автономных цифровых сейсмических станций DAT.

Распределение погрешностей по широте (а) и по долготе (б) при определении эпицентров землетрясений юга Сахалина.

срочных донесений ГС РАН и в отдел сводной обработки СФ ГС РАН.

Невельское землетрясение было оперативно обработано всеми сейсмологическими агентствами мира, каждое из которых предлагало свой вариант положения гипоцентра. Положение главного

толчка по данным мировых центров (табл. 2), показано на рис. 6.

Сравнение параметров землетрясения по данным сейсмологических центров, работающих с различными сетями сбора и различными методами обработки информации, показало большой раз-

Таблица 2. Параметры очага Невельского землетрясения 2007 г. ($M_w = 6.2$) по данным различных сейсмологических центров.

№	Время в очаге ч-мин-с (GMT)	Широта, град., с.ш.	Долгота, град., в.д.	Глубина, h, км	К-во станций	Ms/ Nsta	Mb/ Nsta	I ₀ расч.	Центр наблюдения
1	02 37 35.9	46.7	141.7	10		6.2		7-8	YSS СФ ГС РАН
2	02 37 39.6	46.68	141.77	10	43	6.2/17	5.4/18	7-8	ИОЦ ГС РАН
3	02 37 36.8	46.81	141.62	8		6.1		7-8	СФ ГС РАН
4	02 37 43.0	47.259	141.750	5			6.2		NEIC
5	02 37 27.9	47.776	141.617	0			5.9		НОККАИДО
6	02 37 38.5	46.829	141.756	10		6.2			ИМГиГ ДВО РАН
7	02 37 44.4	47.256	141.761	10					ЖМА

Примечание. Принятые сокращения в таблице 2: *h* – фиксированное значение глубины, принятое при расчете параметров эпицентра; *Ms* – магнитуда по поверхностной волне Релея; *Mb* – магнитуда по объемной волне *P*; *I*₀ – расчетная интенсивность в эпицентре по шкале *MSK-64*; ИОЦ ГС РАН – Информационно-обработывающий центр ГС РАН, Россия, г. Обнинск; СФ ГС РАН – Сахалинский филиал Геофизической службы РАН, Россия, г. Южно-Сахалинск; YSS СФ ГС РАН – сейсмическая станция “Южно-Сахалинск”, Сахалинский филиал Геофизической службы РАН, Россия, г. Южно-Сахалинск; NEIC – Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США; ИМГиГ ДВО РАН – локальная сеть цифровых сейсмических станций, Россия, г. Южно-Сахалинск; ЖМА – Японское метеорологическое агентство, Япония; НОККАИДО – Университет города Хоккайдо.

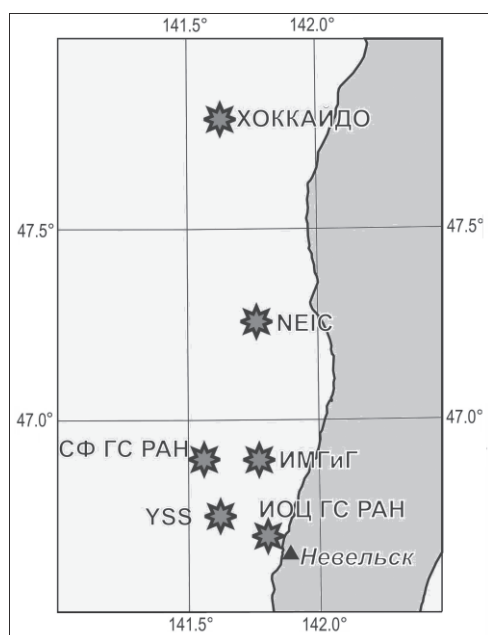


Рис. 6. Эпицентр Невельского землетрясения по данным различных сейсмологических центров.

брос. Наибольший разброс в определении координат эпицентра Невельского землетрясения разными мировыми агентствами составил около 120 км

КАТАЛОГ АФТЕРШОКОВ

В каталог Невельского землетрясения вошли результаты обработки 1350 афтершоков, зарегистрированных в течение 8 суток с помощью 9 авто-

номных цифровых сейсмических станций “ДАТ”, установленных на юге о. Сахалин.

В таблице 3 представлено распределение количества афтершоков Невельского землетрясения с 2 по 9 августа 2007 г. Из графика на рис. 7 видно, что большинство событий произошло за первые двое суток. На пятые-шестые сутки количество зарегистрированных толчков уменьшилось более чем в 20 раз.

Количество зарегистрированных афтершоков Невельского землетрясения сравнивалось с ожидаемым числом событий, рассчитанным по формуле Дракопулоса, которое основано на соотношении общего числа афтершоков с магнитудой, превышающей заданную величину, и магнитудой главного толчка [17, 18]. Формула Дракопулоса имеет следующий вид:

$$N(M) = A \exp(-\beta M), \quad (2)$$

где $N(M)$ – общее количество афтершоков с магнитудой, превышающей M ;

$A = \exp(3.62\beta + 1.1M_0 - 3.46)$, где M_0 – магнитуда главного толчка, $\beta = -b / \lg(\exp)$, b – значение наклона графика повторяемости.

В нашем случае для оценки ожидаемого количества афтершоков, согласно выражению Дракопулоса, значение наклона графика повторяемости заимствовано из [10]. Как видно из таблицы 3, общее число афтершоков с магнитудой $M \geq 2.0$ в два раза превышает ожидаемое количество событий, рассчитанное по формуле Дракопулоса, несмотря на то, что в рассматриваемый каталог вошли афтершоки только за первые 8 суток.

Большое внимание в каталоге уделено оценкам точности определения, в том числе вертикальным и горизонтальным ошибкам (в км). В значительной мере они зависят от конфигурации сети и ее положения относительно очаговой зоны. Для многочисленных афтершоков Невельского землетрясения, гипоцентры которых не совсем “удачно” расположены по отношению к сети близких станций, благодаря качеству регистрирующей аппаратуры удалось добиться высокой точности локализации: порядка несколько сотен метров по широте, 1.8 км по долготе и 1.5–2.0 км по глубине. Однако следует иметь в виду, что речь идет только о внутрисетевых невязках, которые являются основными параметрами в инверсионном методе, характеризующими сходимость итераций. На рис. 8 показаны гистограммы распределения ошибок при определении параметров афтершоков Невельского землетрясения по долготе, широте и глубине. Ошибки в определении параметров землетрясений достаточно хорошо согласуются с результатами численного моделирования

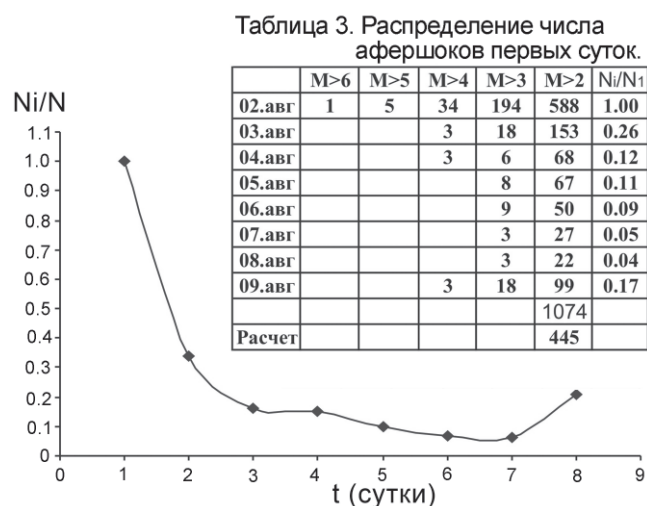


Рис. 7. График посуточного распределения числа афтершоков Невельского землетрясения.

по оценке погрешностей (рис. 5), проведенного по методу В.Ю. Бурмина [6].

В [3] показано, что при небольшой случайной ошибке, например с дисперсией 0.5 км, картина эпицентральной зоны по карте и разрезам более-менее реалистична. Подготовленный нами каталог афтершоков Невельского землетрясения позволяет дать ответы на многие вопросы по конфигурации очаговой зоны и сейсмическому режиму Невельского землетрясения.

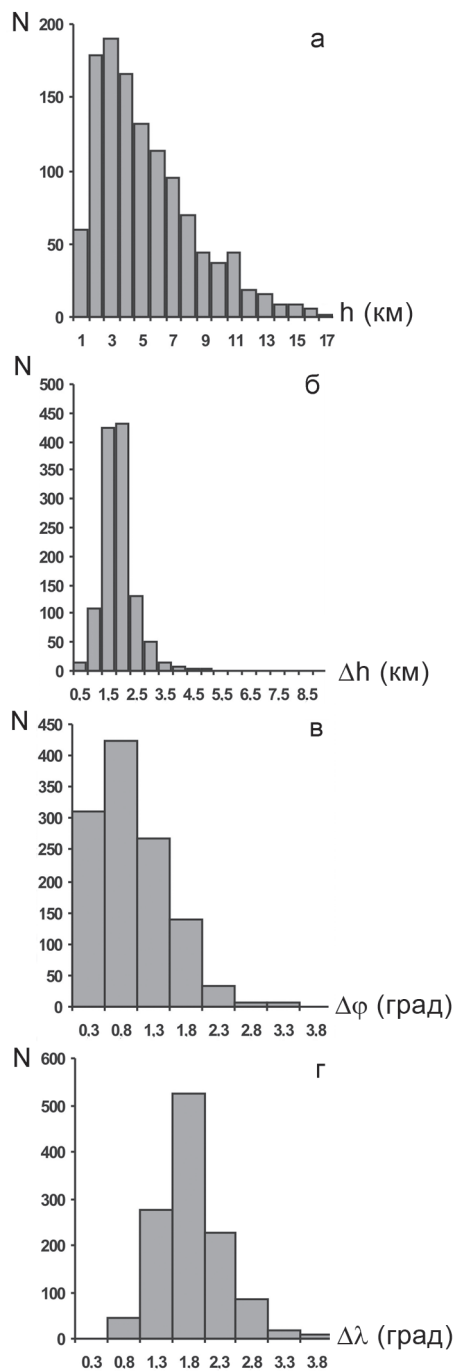


Рис. 8. Гистограммы распределения очагов землетрясений по глубине (а) и погрешностей в определении глубины (б), широты (в) и долготы (г).

На рис. 9 приведена карта эпицентров афтершоков Невельского 2 августа 2007 г. и Горнозаводского 20 августа 2006 г. землетрясений. Основная масса афтершоков Невельского землетрясения образует эпицентрально-область общей площадью $S = 13 \times 40 \text{ км}^2$ в Юго-Западной Сахалинской шельфовой (ЮЗШ) сейсмогенной зоне. По исследованиям

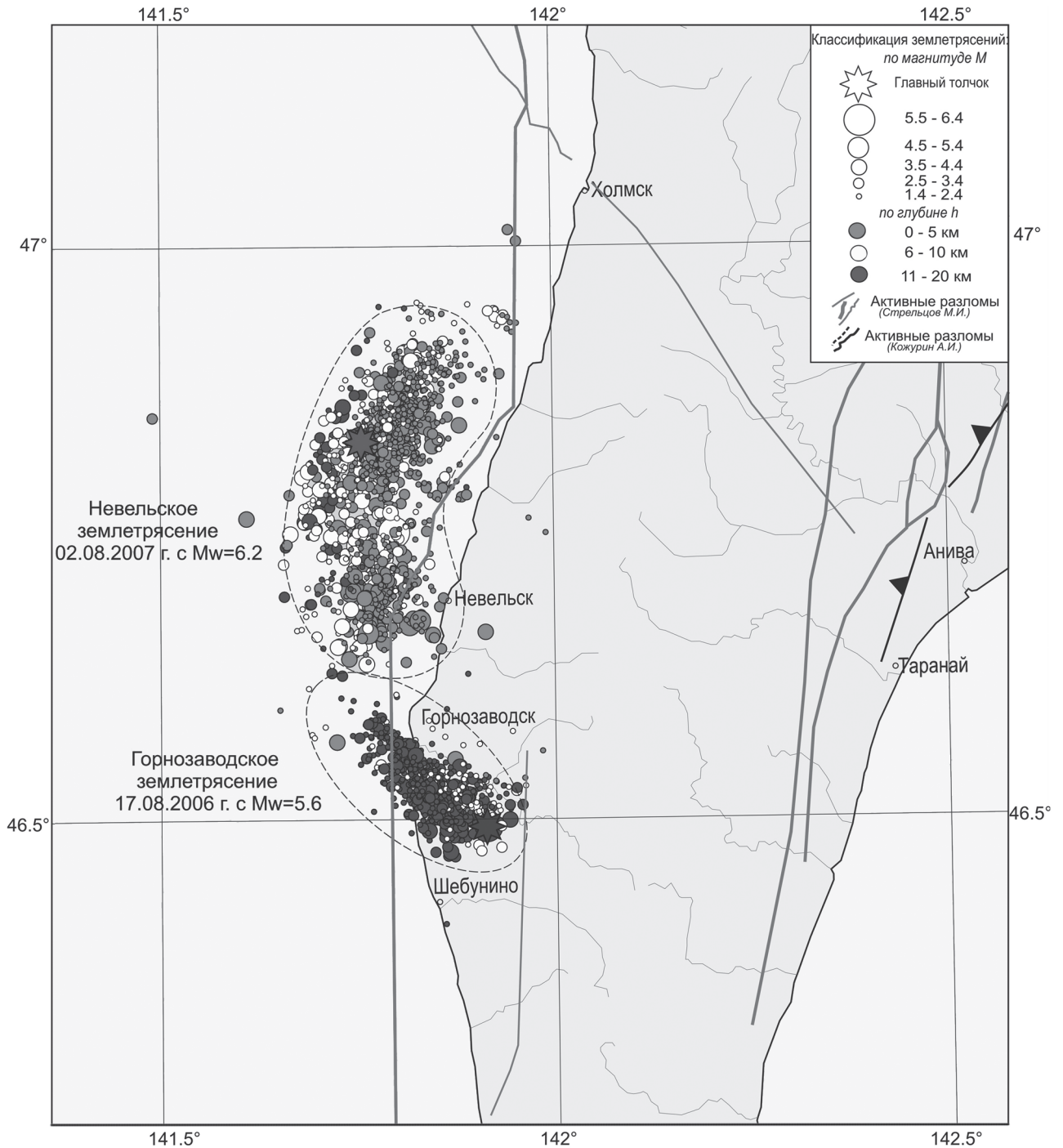


Рис. 9. Эпицентры главных толчков Невельского (02.08.2007 г.) и Горнозаводского (17.08.2006 г.) землетрясений и их афтершоков.

Л.С. Оскорбина [10, 11], эта зона расположена в северной части Исикари-Кузнецовского прогиба Татарского синклинория и граничит на западе – с Моне-ронской (МНР), на севере – с Поясковой (ПСК), на востоке – с Юго-Западной Сахалинской (ЮЗХ) сейсмогенными зонами. Зона ЮЗШ рассекается субмеридиональным Западно-Сахалинским разломом. Мощ-

ность земной коры изменяется от 29 до 31 км, гранитного слоя – от 2 (в южной осевой части прогиба) до 10 км (на севере зоны), базальтового слоя – от 16 до 17 км. Территория зоны ЮЗШ довольно плотно покрыта эпицентрами землетрясений, а наиболее сильными среди них были землетрясения 18 июня 1919 г. ($M = 5$, $h = 20$ км), 23 ноября 1936 г. ($M = 4.9$,

$h = 20$ км), 9 марта 1963 г. ($M = 5.0$, $h = 20$ км), 21 марта 1978 г. ($M = 5.1$, $h = 20$ км) и 25 мая 1981 г. ($M = 5.1$, $h = 15$ км). Таким образом, Невельское землетрясение с $M_w = 6.2$ является первым крупным событием в этой зоне за весь период инструментальных наблюдений.

Из карты эпицентров видно, что очаговая зона располагается на западном крыле Западно-Сахалинского разлома. Эпицентры афтершоков разделяют очаговую зону на две субзоны. Одна из них размером 12×25 км² выделяется в окрестности основного толчка. Распределение землетрясений в данной окрестности ориентировано в направлении с юго-запада на северо-восток. Вторая подзона размером 10×15 км² заполнилась афтершоками после возникновения повторного толчка с $M_w = 6.0$ – она примыкает к южному краю первой субзоны и простирается в направлении строго с севера на юг. Таким образом, конфигурация афтершоковой зоны повторяет излом Западно-Сахалинского разлома в этом районе.

Магнитуда данного землетрясения, согласно корреляционной зависимости [19, 20], связывающей магнитуду землетрясения с размером очаговой зоны, должна быть не менее $M \sim 6.6$. Однако длина и размер очаговой зоны только каждой из отдельно взятых субзон согласуются с магнитудами Невельского основного толчка с $M \sim 6.2$ и сильнейшего афтершока с $M \sim 6.0$. Близкие значения магнитуд двух толчков приводят нас к предположению о возникновении парных землетрясений.

В очаговой зоне Невельского землетрясения наблюдается неравномерная концентрация афтершоков вдоль меридионально ориентированного направления. Кроме того, с восточной стороны по всей длине афтершоковой зоны выделяются рассеянные компоненты сейсмичности, локализованные достаточно далеко от основной зоны. Поперек к основной зоне, на траверзе реки Казачка и п. Ясноморское, распределены слабокластеризованные группы землетрясений. На южном фланге основной афтершоковой зоны выделяется группа рассеянных событий в пределах очаговой зоны Горнозаводского землетрясения 2006 г.

Представление о распределении афтершоков Невельского землетрясения по глубине дают вертикальные разрезы (рис. 10). Для анализа пространственного распределения афтершоковых событий используются разбиения на 8 и на 5 сегментов субзон главного толчка и сильнейшего из повторных сейсмических событий, соответственно. На основе анализа поперечных разрезов афтершоковой зоны можно отметить следующее:

– падение плоскости разрыва очага ориентировано с востока на запад, что согласуется с определением механизма очага по NEIC;

– существенное различие распределения плотности афтершоков по глубине вдоль очаговой зоны.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НЕВЕЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Динамика сейсмического режима Невельского события отслеживается в нашем исследовании с помощью анализа графиков повторяемости и уменьшения количества афтершоков во времени.

К основным параметрам сейсмического режима традиционно относят сейсмическую активность a и коэффициент b угла наклона графика повторяемости [1, 7, 12, 13]. Принимая гипотезу о равномерности сейсмического процесса, коэффициент b считается постоянным параметром. По данным [10], в сейсмоактивной зоне Невельского землетрясения параметр b кумулятивного графика повторяемости соответствует 0.88. Нами проанализированы кумулятивные графики повторяемости по данным каталога афтершоков и по отдельно взятым суткам. При построении графиков взят равный временной интервал. В основе такого подхода лежит следующее соображение [2, 3]. Если значение наклона графика повторяемости велико, то в исследуемом районе наблюдается относительное преобладание более слабых землетрясений, и среда более раздроблена. В определенном смысле это утверждение может служить критерием для характеристики среды, генерирующей землетрясения.

Диапазон магнитуд представительных землетрясений, которые полностью учитывались в данной системе наблюдений, составляет 2.0–6.2. Наклон графика повторяемости афтершоков Невельского события составил 0.72, что меньше рассчитанного значения для юго-западной шельфовой сейсмогенной зоны о. Сахалин [10]. Значение b по отдельным суткам варьирует в диапазоне от 0.72 до 0.75. Отмечаются колебания значения наклона графика повторяемости на момент времени, предшествующий зарождению сильного афтершока с $M > 4.0$.

Наличие большого количества последовавших после главного толчка афтершоков способствовало детальному статистическому анализу этих последовательностей. Для афтершоковых последовательностей наблюдается хорошее соответствие изменения интенсивности потока событий во времени степенному закону Омори [19], который можно представить в виде:

$$N \sim t^{-p}, \quad (3)$$

где N – интенсивность потока числа событий в данный момент времени; t – время, отсчитываемое от

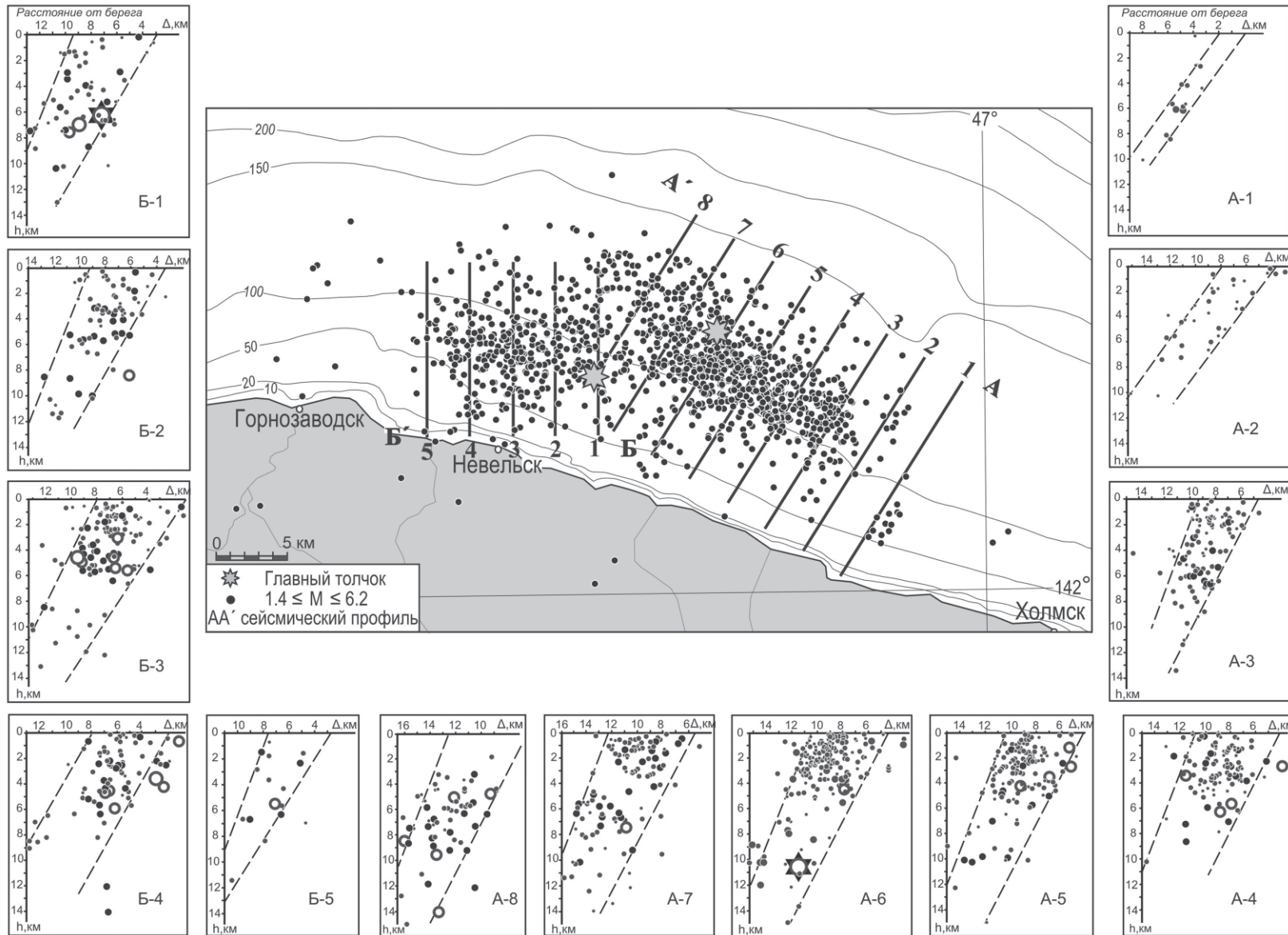


Рис. 10. Пространственное распределение афтершоков Невельского землетрясения по эпицентрам и глубине очага.

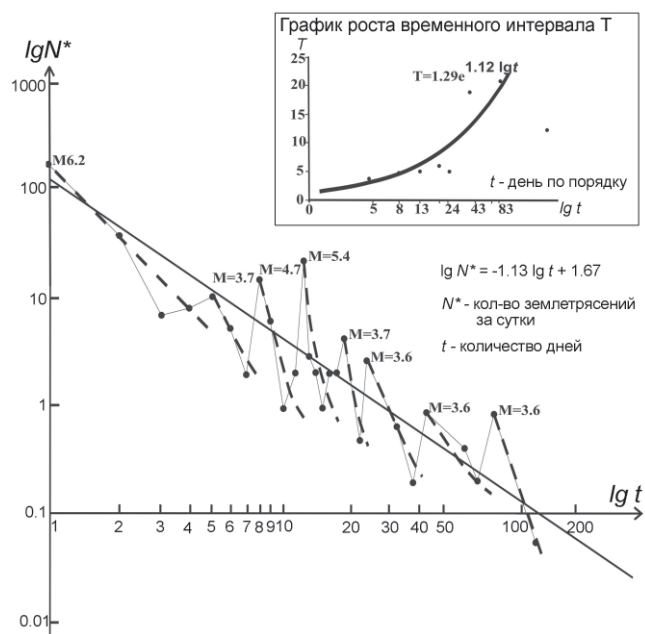


Рис. 11. График Омори (во врезке – график роста временного интервала между сильными афтершоками).

момента главного события; p – параметр закона Омори. При этом степенной закон Омори хорошо выполняется в интервале от 10^{-1} до 10^2 суток или немного более после момента главного события [14].

Для изучения сейсмического процесса в очаговой зоне Невельского события нами был построен график Омори (рис. 11). С этой целью привлекались данные сейсмической станции “Южно-Сахалинск”. Для построения графика Омори использовали сейсмические события с $M \geq 3.0$. Такие события из района Невельского землетрясения уверенно регистрируются короткопериодной аналоговой аппаратурой без пропуска.

Подсчет событий осуществлялся ежесуточно, последние сто суток – еженедельно. Анализ графика Омори, построенного для последовательностей афтершоков Невельского землетрясения свидетельствует о наличии трендов двух типов. Главный тренд достаточно хорошо описывается уравнением:

$$\lg N^* = -1.13 \lg t + 1.67. \quad (4)$$

Второй тренд связан с возникновением сильно афтершока, сопровождавшегося своими повторными толчками. Обычно второй тренд после сильно афтершока пересекает линию главного тренда, то есть, отмечается резкое уменьшение числа афтершоков. При достижении некоторого порога происходит появление группы афтершоков и сильного толчка. На рис. 11 приведен график роста временного интервала T между значимыми афтершоками (относительно сильных событий).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Невельское землетрясение 2007 г. вместе с такими землетрясениями, как Углегорское 2001 г., Горнозаводское 2006 г., образуют единую последовательность землетрясений западного побережья о. Сахалин. Эпицентральная зона Невельского землетрясения располагалась в юго-западной части Татарского пролива.

Полевые наблюдения за эпицентральной зоной позволили получить уникальную информацию о Невельском событии и выявить его характерные особенности.

Магнитуда самого сильного афтершока ($M_w = 6.0$), который произошел в первые часы, была близка к магнитуде главного толчка ($M_w = 6.2$), и можно предположить возникновение парных землетрясений. За почти 100-летний период инструментальных наблюдений сильные землетрясения Сахалина сопровождались афтершоками с магнитудой, отличающейся от магнитуды основного толчка более чем на единицу.

Несоответствие размера очаговой зоны с магнитудой основного толчка позволила выдвинуть предположение о наличии двух очаговых зон, каждая из которых была сгенерирована землетрясением с магнитудой $M \geq 6$. Афтершок с $M_w = 6.0$ произошел на южной оконечности очаговой зоны, продлив облако афтершоков на юг, и явился весьма сильным землетрясением при небольшой глубине, вызвавшим значительные разрушения в населенных пунктах. Детальное исследование пространственного распределения афтершоков по эпицентрам и глубине подтвердило наше предположение.

Конфигурация общего облака афтершоков двух субзон повторяет конфигурацию линии побережья и трассы Западно-Сахалинского разлома. Афтершоки сконцентрированы вдоль западного крыла разломной зоны, падение плоскости разрыва ориентировано с востока на запад.

Распределение афтершоков в пространстве носит неоднородный характер. Главный толчок произошел на глубине 10 км, а основная масса афтершоков концентрируется на глубинах менее 5 км. Подобная картина наблюдалась при Углегорском 2000 г. и Такойском 2001 г. землетрясениях и не противоречит взбросовому механизму сахалинских землетрясений.

Исследование графиков повторяемости показало наличие вариации коэффициента b . Отмечается малое значение наклона графика повторяемости афтершоков Невельского землетрясения по сравнению со средним значением для зоны юго-западного шельфа о. Сахалин. Для Горнозаводского землетрясения

2006 г. коэффициент графика повторяемости имеет большее значение для данной зоны.

Ход сейсмического процесса Невельского события авторами отслеживался с помощью графика спада числа афтершоков во времени. Процесс спада афтершоков Невельского землетрясения хорошо согласуется с законом Омори, а изменение временного интервала между значимыми повторными толчками хорошо описывается формулой экспоненциального распределения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П.Г. Количественная сейсмология. Т. 1. М.: Мир, 1983. 520 с.
2. Арефьев С.С. О картировании основных параметров сейсмического режима // Оценка эффекта сильных землетрясений. Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1989. Вып. 30. С. 4–14.
3. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические наблюдения. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 375 с.
4. Бурмин В.Ю. Новый подход к определению параметров близких землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1992. № 3. С. 73–82.
5. Бурмин В.Ю., Ахметьев В.М. Погрешности в определении параметров гипоцентров близких землетрясений и эффективность системы сейсмологических наблюдений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 109–128.
6. Бурмин В.Ю. Оптимизация сетей сейсмологических наблюдений // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Второй междунар. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2007. С. 54–62.
7. Гайский В.Н. Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970. 123 с.
8. Ким Ч.У., Сен Р.С. Результаты сейсмических исследований в окрестности Южно-Сахалинска с использованием цифровых сейсмических станций // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 5. С. 163–175.
9. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
10. Оскорбин Л.С., Бобков А.О. Сейсмический режим сейсмогенных зон юга Дальнего Востока // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 6. С. 179–197.
11. Оскорбин Л.С. Сейсмичность Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1997. С. 3–22.
12. Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: МСССС, 1974. Т. 1. С. 43–78.
13. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
14. Родкин М.В. Аномалии сейсмического режима в окрестности сильного землетрясения // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: Материалы II Сахалинской молодежной науч. школы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. С. 25–53.
15. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. Землетрясения на Сахалине. М.: Наука, 1967. 180 с.
16. Тихонов И.Н. Долгосрочный прогноз сильного землетрясения на юго-западном шельфе острова Сахалин и его реализация в результате Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. ($M_{\text{ЛН}} 6.2$) // Проблемы сейсmobезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: Междунар. науч. симпозиум, Южно-Сахалинск, Россия, 27–30 сент. 2007 г. Южно-Сахалинск: Ин-т морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2007. С. 100–101.
17. Уломов Н.В., Фаина М.П., Якубов М.С. Оперативное изучение сейсмического режима афтершоков с целью их прогнозирования // Газлийские землетрясения 1976 г.: Инструментальные наблюдения в ближней зоне. М.: Наука, 1983. С. 25–34.
18. Drakopoulos J.C. A statistical model of the occurrence of aftershocks in the area of Greece // Bull. Int. Inst. Seismol. Earthquake Eng. 1971, V. 8. P. 17–39.
19. Omori F. On the aftershocks of earthquakes // J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 1894. V. 7. P. 111–200.
20. Wells D., Coppersmith K. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // BSSA. 1994. V. 84, N 4. P. 974–1002.

*C.U. Kim, V.I. Mikhailov, **R.S. Sen**, Ye.P. Semenova*

The August 2, 2007 Nevelsk earthquake: instrumental data analysis

The catalogue of the 2007 Nevelsk earthquake ($M_w=6.2$) aftershocks is prepared according to the data of the local network of digital seismic stations, installed in the south of Sakhalin Island. Hypocentral parameters are determined by the method of inversion of seismic wave travel times. The analysis of miscalculations of epicenter determination is carried out. The particulars of spatial-temporal distribution of aftershocks in the source zone of the August earthquake are obtained. The analysis of results of investigations made it possible to come to the conclusion that a strong aftershock is an earthquake-subsource, which has its own source zone. Basically, this allows us to resolve doubts on the estimation of magnitude parameters and the aftershock zone size of the Nevelsk earthquake.

Key words: source zone, local network, digital seismic stations, catalogue of aftershocks, seismic regime, South Sakhalin, Far East.

КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА О. САХАЛИН В РЕЗУЛЬТАТЕ НЕВЕЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 02.08.2007, $M_w = 6.2$

Н.Ф. Василенко¹, А.С. Прытков¹, Ч.У. Ким¹, Х. Такахаши²

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

²*Институт сейсмологии и вулканологии, Университет Хоккайдо, Саппоро, Япония*

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

По данным спутниковой радиоинтерферометрии выявлены деформации земной поверхности прибрежной части о. Сахалин в результате землетрясения $M_w = 6.2$, произошедшего в Татарском проливе вблизи г. Невельска. На основе совместного анализа спутниковых и сейсмологических данных построены дислокационные модели главного толчка и его сильных афтершоков с западным падением плоскостей сместителей. Это позволило определить характер подвижек в очагах и геометрические параметры сейсморазрывов, а также выполнить расчет косейсмических вертикальных и горизонтальных смещений. В отличие от одномерных смещений островной суши, определяемых по данным спутниковой радиоинтерферометрии, получена трехмерная картина деформирования поверхности эпицентральной зоны.

Ключевые слова: Невельское землетрясение, дислокационная модель, спутниковая радиоинтерферометрия, косейсмические деформации земной поверхности, о. Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Невельское землетрясение 2 августа 2007 г. $M_w = 6.2$ произошло на юго-западном шельфе о. Сахалин. Землетрясение вызвало быстрый подъем скалистого бенча более чем на 0.7 м, волны цунами высотой до 2–3 м, а также деформации и разрушение зданий и сооружений в прибрежной части г. Невельска [3]. Координаты гипоцентров главного толчка и многочисленных афтершоков $M \geq 2.5$ определены по данным сети автономных цифровых сейсмических станций Сахалинского филиала Геофизической службы РАН (СФ ГС РАН) с точностью ~ 2.5 км.

По данным спутниковой радиоинтерферометрии получено одномерное распределение косейсмических смещений земной поверхности узкой береговой зоны (шириной менее 10 км и протяженностью около 30 км), согласующееся с простираем области афтершоков. Недостатком одномерной картины является отсутствие реального представления о величинах вертикальных и горизонтальных косейсмических смещений земной поверхности.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ НЕВЕЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ЕГО СИЛЬНЫХ АФТЕРШОКОВ

Невельское землетрясение произошло в Татарском проливе и пространственно тяготеет к зоне За-

падно-Сахалинского глубинного разлома [6] (рис. 1). Кинематика этого разлома трактуется неоднозначно [5, 7]. В рамках глобальной тектоники плит система главных субмеридиональных разломов Сахалина (Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский и Северо-Сахалинский) различными авторами рассматривается в качестве границы между Евразийской и Североамериканской (Охотской) литосферными плитами [2, 10]. По данным непрерывных GPS наблюдений 1999–2006 гг. на IGS (International GPS Service) станции YSSK (г. Южно-Сахалинск), скорость схождения Североамериканской и Евразийской литосферных плит на юге острова составляет 7.5 мм/год [4]. Направление движения совпадает с направлением схождения плит в глобальной геологической модели Земли NUVEL – 1A.

Периодические GPS наблюдения на юге о. Сахалин, выполненные авторами в 1999–2005 гг., показывают, что преобладающие деформации субширотного сжатия вследствие схождения литосферных плит реализуются в пределах островной суши со скоростью 4–5 мм/год (рис. 1). Такая обстановка характерна и для ближайшего шельфа острова. Очаг Невельского землетрясения находился в условиях субширотного близгоризонтального сжатия. Тип подвижки в очаге – взброс (по обоим субмеридионально ориентированным нодальным плоскостям) с пренеб-

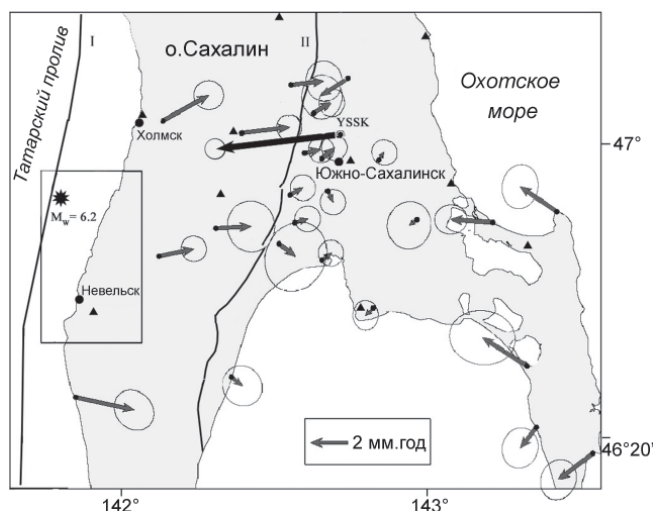


Рис. 1. Схема горизонтальных GPS скоростей юга Сахалина за период 1999–2005 гг. относительно станции YSSK (г. Южно-Сахалинск).

I – Западно-Сахалинский, II – Центрально-Сахалинский разломы. Скорость GPS станции YSSK относительно Евразийской плиты за период 1996–2006 гг. изображена жирной стрелкой; эллипсы ошибок скоростей соответствуют одной среднеквадратической ошибке. Автономные цифровые сейсмические станции СФ ГС РАН показаны треугольниками. Прямоугольным контуром показан район исследований.

режиму малой сдвиговой компонентой смещения [8]. По данным сети автономных цифровых сейсмических станций СФ ГС РАН, распределение афтершоков первых суток с $M \geq 2.5$ по глубине указывает на западное падение плоскости сейсморазрыва под углом $45\text{--}50^\circ$. В течение первых суток после главного толчка развитие сейсмического процесса происходило в южном направлении, где последовательно произошли сильные афтершоки с магнитудами M_w 5.8, 5.2, 5.4 и схожими механизмами.

ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РАДИОИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

В настоящее время метод спутниковой дифференциальной радиоинтерферометрии широко используется для изучения деформаций земной поверхности. В России метод впервые применен на Сахалине для определения косейсмических деформаций в результате Нефтегорского землетрясения 1995 г. [12]. Данные о деформациях земной поверхности, связанных с Невельским землетрясением, получены японским спутником ALOS. Радарная съемка района исследований выполнена 28 июля и 23 августа 2007 г. Направление траектории спутника по азимуту $\sim 80^\circ$

показано на рис. 2. Угол наклона съемки к земной поверхности $\sim 51^\circ$. Обработка спутниковых данных выполнена с использованием пакета программного обеспечения SIGMA-SAR [11]. При фазовой ошибке радара 10° разрешающая способность метода составляет 3.3 мм. Одномерная картина смещений земной поверхности по направлению на спутник обычно представляется в виде цветной дифференциальной интерферограммы, один цикл которой соответствует 11.8 (11.765) см. Цветная интерферограмма смещений в результате Невельского землетрясения переведена в черно-белый вариант с максимальным сохранением детальности и градацией оттенков через ~ 2 см (рис. 2).

В районе исследований косейсмические смещения земной поверхности (по направлению на спутник) зафиксированы в полосе шириной менее 10 км и протяженностью около 30 км от п. Лопатино до п. Калинино. Зона деформирования согласуется с протяженностью облака афтершоков. В целом она разделяется на два протяженных, симметрично деформированных участка с максимальными смещениями до 12 см в узкой береговой зоне и минимумом около 6 см в окрестностях п. Ловецкое. Локальный максимум (12 см) фиксируется к северо-востоку от п. Лопатино. На рис. 2 не показаны локальные смещения берега (протяженностью менее 300 м) в окрестностях г. Невельска с амплитудой ~ 20 см. Эти участки соответствуют районам аномального подъема скалистого бенча [3].

Небольшие неоднородности смещений земной поверхности субширотного направления, совпадающие с долинами рек, отмечаются в районах поселков Заветы Ильича (р. Сокольники), Ясноморский (р. Ясноморка), Ловецкое (р. Ловецкая). Эти неоднородности могут быть связаны с приповерхностными разломами, проходящими по долинам рек [1].

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОЧАГА НЕВЕЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Обратная задача построения дислокационной модели очага землетрясения решается методом инверсии косейсмических смещений земной поверхности. Построить однозначную дислокационную модель очага Невельского землетрясения по имеющимся данным радиоинтерферометрии не представляется возможным, поскольку косейсмические деформации земной поверхности получены только для береговой суши и не охватывают всю эпицентрально-зону. Поэтому в работе потребовалось дополнительное привлечение сейсмологических данных.

Моделирование очага выполнено конечным прямоугольным источником с однородным смещением

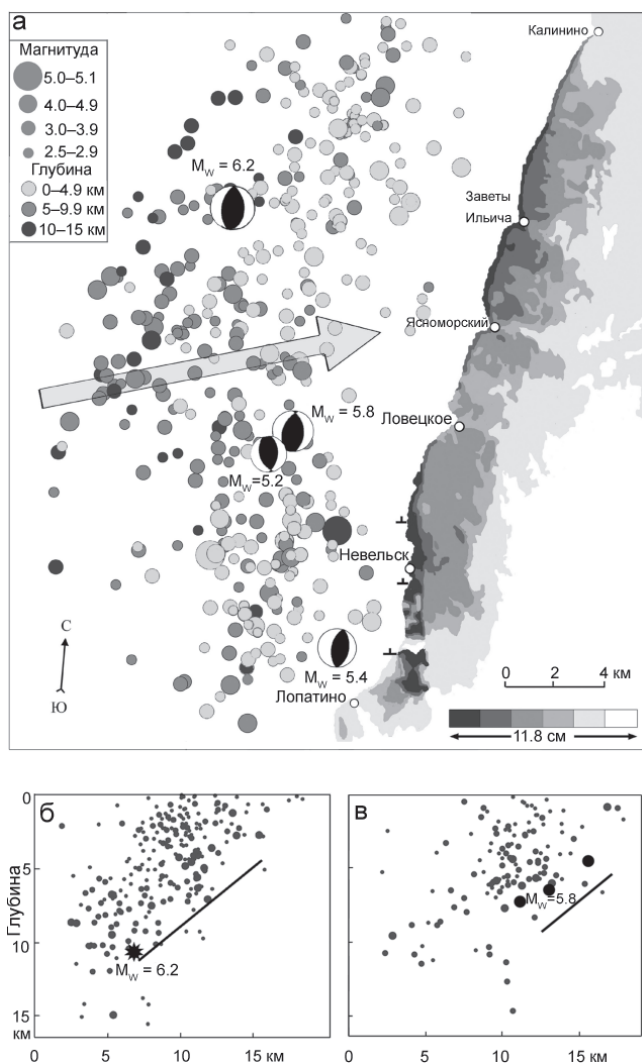


Рис. 2.

а – схема деформаций земной поверхности вдоль западного Сахалина, по данным спутника ALOS.

Стрелкой показана траектория спутника; изображены главный толчок Невельского землетрясения $M_w = 6.2$ и афтершоки первых суток по данным сети автономных цифровых сейсмических станций СФ ГС РАН. Механизмы очагов и магнитуды землетрясений приведены по данным [8].

б – поперечный разрез через облако афтершоков, зарегистрированных к северу от широты п. Ловецкое, по линии, перпендикулярной модельной плоскости сейсморазрыва главного толчка. Жирной линией показана проекция модельной плоскости.

в – поперечный разрез через облако афтершоков, зарегистрированных к югу от широты п. Ловецкое, по линии, перпендикулярной модельной плоскости сейсморазрыва сильных афтершоков. Жирной линией показана проекция модельной плоскости.

ем по разлому в упругом полупространстве [9]. Параметрами модельного разлома являются его геометрические размеры (протяженность по простиранию и ширина по падению), направление простирания и угол падения плоскости разлома, местоположение (координаты и глубина середины нижнего края плоскости разлома), величина максимального смещения (по простиранию и падению). Поиск оптимальной модели осуществлялся путем минимизации разностей деформаций земной поверхности по данным радиоинтерферометрии и модельных косейсмических вертикальных и горизонтальных смещений, спроецированных по направлению на спутник.

На начальном этапе, пренебрегая локальными неоднородностями деформирования земной поверхности, исследована возможность моделирования сейсмического события в целом единым взбросом по субмеридиональной плоскости, падающей на запад (по сейсмологическим данным). В этом случае описание картины деформирования островной суши возможно только подвижкой по плоскости, не выходящей на поверхность. Геометрические размеры такой плоскости сейсморазрыва составляют 25×12 км, а дислокация взброса – 1.7 м. При среднем модуле упругости среды $3 \cdot 10^{10}$ Па эти величины соответствуют сейсмическому событию $M_w = 6.7$, что значительно превышает инструментально определенную магнитуду Невельского землетрясения $M_w = 6.2$.

В окрестностях п. Ловецкое наблюдается локальный минимум, разделяющий зону деформирования на два участка (рис. 2). Северный участок пространственно тяготеет к главному толчку $M_w = 6.2$, в то время как южный сопоставим с сильным афтершоком $M_w = 5.8$ и двумя толчками меньшей магнитуды. Поэтому моделирование выполнено двумя взбросами западного падения, ориентированными параллельно простиранию зон максимального деформирования соответствующих участков (200° и 180°). В качестве фиксированного параметра дислокационных моделей принято отсутствие горизонтальной компоненты смещения по сейсморазрывам. Положение модельных плоскостей сейсморазрывов относительно гипоцентров главного толчка и сильных афтершоков варьировалось в пределах ± 2 км. Дополнительные ограничения наложенны на модельную магнитуду (± 0.2), связывающую длину, ширину и дислокацию взброса (примечание 3 к таблице).

Наложенные при моделировании ограничения позволили построить дислокационные модели главного толчка Невельского землетрясения и его сильных афтершоков (рис. 3), согласующиеся с данными спутниковой радиоинтерферометрии в преде-

Таблица. Основные параметры дислокационной модели очага Невельского землетрясения 2.08.2007, $M_w = 6.2$ и его сильных афтершоков.

Время ч-мин-с	Широта, град. с.ш.	Долгота, град. в.д.	Глубина, км	Простираение, град.	Угол падения, град.	Длина, км	Ширина, км	Вертик. смещение, см	M_w	M_0 10^{18} Н·м
Параметры дислокационной модели главного толчка из инверсии данных спутниковой радиоинтерферометрии (западное падение плоскости сейсморазрыва)										
	46.855	141.767	11.3	200	38	12	10.8	125	6.35	3.81
<i>Параметры и решение механизма очага главного толчка (западное падение нодальной плоскости)</i>										
02-37-39	46.829	141.756	10.6	184	48				6.2	2.35
Параметры дислокационной модели сильных афтершоков из инверсии данных спутниковой радиоинтерферометрии (западное падение плоскости сейсморазрыва)										
	46.705	141.798	9.0	180	40	7.0	6.2	90	5.94	0.91
<i>Параметры и решения механизмов очагов сильных афтершоков (западное падение нодальных плоскостей)</i>										
05-22-17	46.750	141.797	6.2	196	51				5.8	0.54
08-06-28	46.740	141.773	7.0	169	49				5.2	0.09
10-37-30	46.673	141.829	4.3	198	58				5.4	0.17

Примечание. 1. Координаты гипоцентров главного толчка и сильных афтершоков приведены по данным сети автономных цифровых сейсмических станций СФ ГС РАН; параметры механизмов очагов – по данным [8]. 2. Координаты дислокационной модели отнесены к середине нижней кромки плоскости сейсморазрыва. 3. Для вычисления момента M_0 и магнитуды M_w на основе параметров дислокационной модели использованы формулы: $M_0 = \mu US$, $M_w = (\lg M_0 / 1.5) - 10.7$, где $\mu = 3 \cdot 10^{10}$ Па – модуль упругости, S – площадь разлома, U – средняя дислокация по плоскости разлома.

лах 1–2 см. Основные параметры дислокационных моделей приведены в таблице.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Моделирование очага Невельского землетрясения взбросом по одной плоскости сейсморазрыва приводит к неудовлетворительному решению. Модельные параметры такого решения соответствуют сейсмическому событию с магнитудой $M_w = 6.7$, значительно превышающей ее сейсмологическое определение.

Выявленные косейсмические деформации островной суши по данным спутниковой радиоинтерферометрии наилучшим образом описываются подвижками по двум плоскостям западного падения (взбросы), не вышедшими на поверхность (табл., рис. 3). Углы падения модельных плоскостей более пологие и отличаются от сейсмологических решений на $\sim 10^\circ$. По широте модельные сейсморазрывы удалены друг от друга на расстояние 7 км.

Северный сейсморазрыв соответствует главному толчку $M_w = 6.2$. Нижний край модельной плоскости совпадает с его гипоцентром в пределах точности сейсмологического определения. Процесс вспарывания развивался снизу вверх под углом 38° с максимальной подвижкой по разрыву 1.25 м. В поперечном сечении северного участка эпицентральной зоны

афтершоки расположены во взброшенном крыле и четко оконтуривают плоскость сейсморазрыва (рис. 2б). Определенные на основе дислокационной модели магнитуда M_w и момент M_0 сопоставимы с их определением для главного толчка по сейсмологическим данным.

Развитие афтершокового процесса происходило в южном направлении, где в течение первых суток последовательно произошли землетрясение $M_w = 5.8$ и два толчка меньшей магнитуды. Эти афтершоки с севера и юга маркируют второй сейсморазрыв с плоскостью падения под углом 40° и максимальным смещением 0.9 м (рис. 2в, 3). Суммарный эффект этих афтершоков хорошо согласуется с модельными величинами магнитуды и момента (табл.).

Исходя из величины дислокации в очаге главного толчка Невельского землетрясения и скорости накопления деформаций субширотного сжатия на юге острова по данным GPS наблюдений, период повторяемости подобных сейсмических событий для изучаемого района может составлять 200–250 лет.

На основе построенных дислокационных моделей вычислены вертикальные косейсмические смещения земной поверхности эпицентральной зоны Невельского землетрясения и горизонтальные смещения береговой суши (рис. 3). Вертикальные смещения морского дна имеют два максимума разной

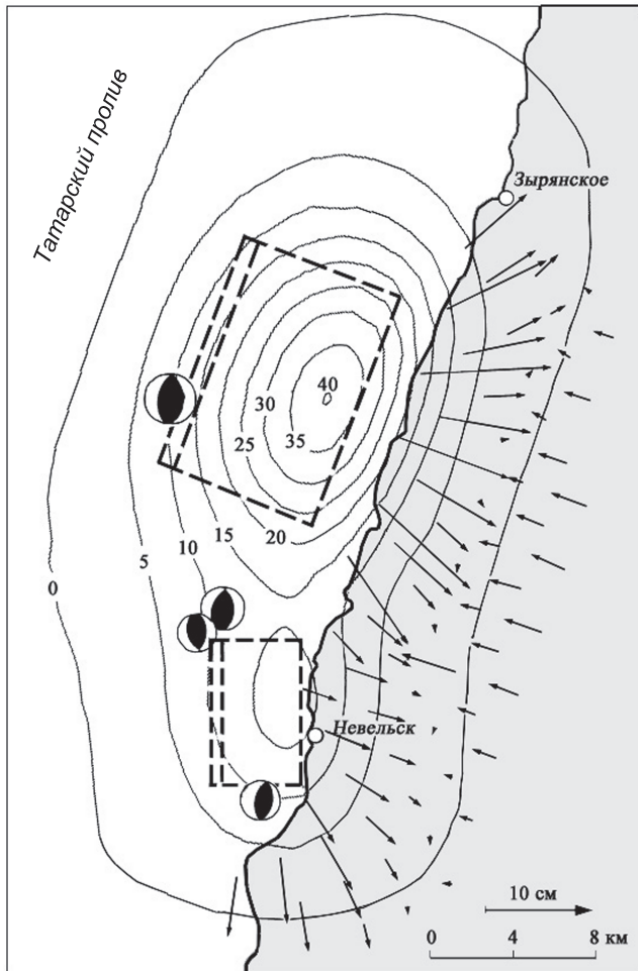


Рис. 3. Дислокационные модели очага главного толчка и сильных афтершоков Невельского землетрясения и схема модельных косейсмических смещений земной поверхности эпицентральной зоны.

Оцифровка изолиний вертикальных смещений – в см. Масштаб горизонтальных смещений показан в правом нижнем углу. Пунктирными прямоугольниками изображены проекции модельных плоскостей сейсморазрывов. Нижний край плоскости отмечен двойной пунктирной линией.

амплитуды. Северный максимум достигает 40 см. Именно в этом районе отмечены максимальные волны цунами высотой до 2–2.5 м и дальностью заплеска в устьях рек до 200 м [3]. На юге косейсмическое поднятие морского дна составило 17 см.

Значимые косейсмические вертикальные и горизонтальные деформации островной суши проявились в полосе шириной 5 км и протяженностью около 30 км. Их максимумы приурочены к береговой зоне. В окрестностях п. Заветы Ильича произошло поднятие берега на 20 см со смещением в восточном направлении на 12 см. В районе г. Невельске верти-

кальные смещения не превысили 15 см с горизонтальной подвижкой до 6 см.

Построенные модели не описывают локальную зону деформаций земной поверхности северо-восточнее п. Лопатино. Ближайший к этой зоне афтершок $M_w = 5.4$ не может дать подобной картины косейсмических смещений земной поверхности. По-видимому, деформирование этой зоны, как результат Невельского землетрясения, следует отнести к локальным проявлениям неоднородности среды и/или к постсейсмическим подвижкам. К этим же эффектам может быть отнесен и аномальный подъем скалистого бенча в окрестностях г. Невельска.

ВЫВОДЫ

Невельское землетрясение 02.08.2007 г. $M_w = 6.2$ произошло в Татарском проливе в зоне Западно-Сахалинского глубинного разлома на шельфе острова. Гипоцентры главного толчка и его афтершоков определены региональной сетью цифровых сейсмических станций СФ ГС РАН с точностью ~ 2.5 км.

По данным спутниковой радиоинтерферометрии выявлены косейсмические деформации земной поверхности прибрежной части о. Сахалин. Одномерная картина деформирования островной суши является суперпозицией вертикальных и горизонтальных косейсмических смещений. На основе совместного анализа спутниковых и сейсмологических данных построены дислокационные модели главного толчка и его сильных афтершоков, определены параметры сейсморазрывов. Одномерные деформации земной поверхности наилучшим образом описываются взбросами по двум сейсморазрывам западного падения под углом $38\text{--}40^\circ$, не вышедшими на поверхность. Для района исследований период повторяемости аналогичных сейсмических событий оценен величиной 200–250 лет.

Для построенных дислокационных моделей рассчитаны вертикальные косейсмические смещения земной поверхности эпицентральной зоны Невельского землетрясения и горизонтальные смещения береговой суши. В отличие от данных спутниковой радиоинтерферометрии получено трехмерное представление о деформировании земной поверхности.

Моделирование не описывает аномальный подъем скалистого бенча в окрестностях г. Невельска и локальную зону деформаций, расположенную южнее. Эти деформации могут быть отнесены к проявлениям неоднородности среды и/или к постсейсмическим подвижкам.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 08-05-00197-а и грантов ДВО РАН 06-II-CO-08-030, 06-III-B-08-375.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.
2. Зоненштайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
3. Ломтев В.Л., Кайстренко В.М., Андреева М.Ю. и др. Особенности тектонических деформаций при Невельском (02.08.2007) цунамигенном землетрясении ($M \sim 6.1$) // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: междунар. науч. симпоз., Южно-Сахалинск, 27–30 сент., 2007 г. Южно-Сахалинск, 2007. С. 42–43.
4. Прытков А.С. Задачи развития геодинамической GPS сети в Сахалино-Курильском регионе // Доклады I (XIX) международной конференции молодых ученых, Южно-Сахалинск, 15–20 июня 2006 г. Южно-Сахалинск, 2007. С. 88–93.
5. Рождественский В.С. Активный рифтинг в Японском и Охотском морях и тектоническая эволюция зоны Центрально-Сахалинского разлома в кайнозой // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 17–28.
6. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 77–86.
7. Fournier M, Jolivet L, Huchon Ph. et al. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B2. P. 2701–2725.
8. <http://www.globalcmt.org>
9. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bul. Seismol. Soc. Am. 1985. V.75, N 4. P. 1135–1154.
10. Seno T., Sakurai T., Stein S. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // J. Geophys. Res. 1996. V. 101, N B5. P. 11305–11315.
11. Shimada M. Verification processor for SAR calibration and interferometry // Adv. Space Res. 1999. V. 23, N 8. P. 1477–1486.
12. 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. V. 50. P 313–325.

N.F. Vasilenko, A.S. Prytkov, Ch.U. Kim, H. Takahashi

Coseismic Earth's surface deformations resulting from the Aug 2, 2007 ($M_w = 6.2$) Nevelsk earthquake (Sakhalin Island)

The Nevelsk earthquake, $M_w = 6.2$, occurred in the Tatar Strait, southwest of Sakhalin Island. The crustal deformations of the Sakhalin shore associated with this event were revealed by satellite radiointerferometry. The dislocation models of the main shock and its strong aftershocks with W-dipping fault planes were constructed based on satellite interferometry and seismological data. The performed investigations allowed us to estimate dislocations and geometrical parameters of seismic ruptures. The calculation of the coseismic vertical and horizontal surface displacements was made. In contrast to one-dimensional land displacements determined from satellite interferometry data, three-dimensional surface deformations for the epicentral zone were estimated.

Key words: Nevelsk earthquake, dislocation model, satellite radiointerferometry, coseismic Earth's surface deformations, Sakhalin Island.

**ПРОГНОЗ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ
о. САХАЛИН И ЕГО РЕАЛИЗАЦИЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ НЕВЕЛЬСКОГО
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2 АВГУСТА 2007 г.**

И.Н. Тихонов

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

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Описаны материалы долго- и краткосрочного прогнозов разрушительного землетрясения с магнитудой $M_{LH} = 6.6 \pm 0.6$ на юго-западном шельфе острова Сахалин. Долгосрочный прогноз был подготовлен в декабре 2005 г. и в августе следующего года утвержден Российским экспертным Советом по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска. Началом его реализации явилось Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 г. с магнитудой $M_w = 5.6$. Через 6 дней после его возникновения был подготовлен краткосрочный прогноз более сильного события в районе тревоги. Примерно год спустя долгосрочный прогноз оправдался в результате возникновения разрушительного Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. с магнитудой $M_w = 6.2$ ($M_{LH} = 6.2$).

Ключевые слова: активный разлом, землетрясение, сейсмическая брешь, долгосрочный и краткосрочный прогнозы, афтершоковый процесс, Южный Сахалин.

**АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И
СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮГА САХАЛИНА ДО 2005 Г.**

В пределах всего острова Сахалин выделяются три основные активные разломные зоны в земной коре (рис. 1): Центрально-Сахалинская, Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская [8]. Юго-западнее острова существует не менее мощная Ребун-Монеронская зона разломов.

В изучаемом районе (территории острова южнее 48° с. ш., включая шельф) исследования активных разломов ведутся давно [3, 7], но наиболее широко они развернуты в последние годы [8, 9, 11, 12, 19]. На основе долговременных (с 1905 г.) сейсмических наблюдений [6] и изучения палеоземлетрясений [12] установлено, что, по-видимому, все три зоны разломов на юге острова способны генерировать землетрясения с $M_s \sim 7.0-7.5$. Однако доказательства этого утверждения получены пока только для двух из них: Ребун-Монеронской (землетрясение 1971 г., $M_s = 7.5$) и Центрально-Сахалинской (по результатам палеосейсмологических исследований).

Зона Западно-Сахалинского разлома на юге острова изучена слабо. За всю историю наблюдений до начала реализации описываемого прогноза (1905–2005 гг.) здесь, начиная примерно с широты 46.5°

с.ш., не отмечалось толчков с $M > 5.0$ (рис. 2). С другой стороны, в средней части о. Сахалин, в пределах этой же системы разломов, наблюдалось несколько сильных землетрясений: Александровско-Сахалинское 1907 г. ($M_s = 6.5$), Лесогорско-Углегорское 1924 г. ($M_s = 6.9$), Углегорское 2000 г. ($M_s = 7.2$) (рис. 3).

Помимо вышеупомянутых основных разломов, в восточной части южного Сахалина закартированы меньшие по масштабу зоны разрывных нарушений (Сунайская, Мерейская и Тонино-Анивская), из которых сейсмически активна, по-видимому, лишь Мерейская зона (рис. 4). Однако ее активность слаба, и поэтому вероятность возникновения здесь сильного землетрясения, по-видимому, невелика. Общую картину разрывных нарушений на рис. 4 дополняют так называемые трансорогенные разломы. Они, в отличие от основных разломов, ориентированных субмеридионально, пересекаются под разными углами, образуя сложную сетку несогласно залегающих слоев.

Поскольку далее речь пойдет о прогнозе сильного землетрясения на юге острова, остановимся чуть подробнее на особенностях коровой сейсмичности этого района. Систематические детальные наблюдения за сейсмичностью ведутся здесь недавно, с

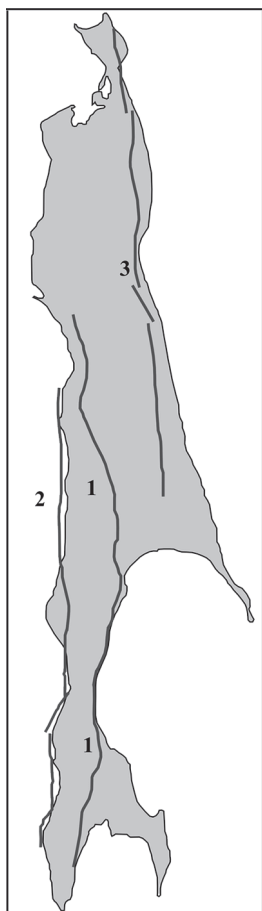


Рис. 1. Схема основных активных разломных зон земной коры о. Сахалин, согласно В.С. Рождественскому [7].

Цифрами 1, 2, 3 обозначены, соответственно, Центрально-Сахалинская, Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская системы разломов.

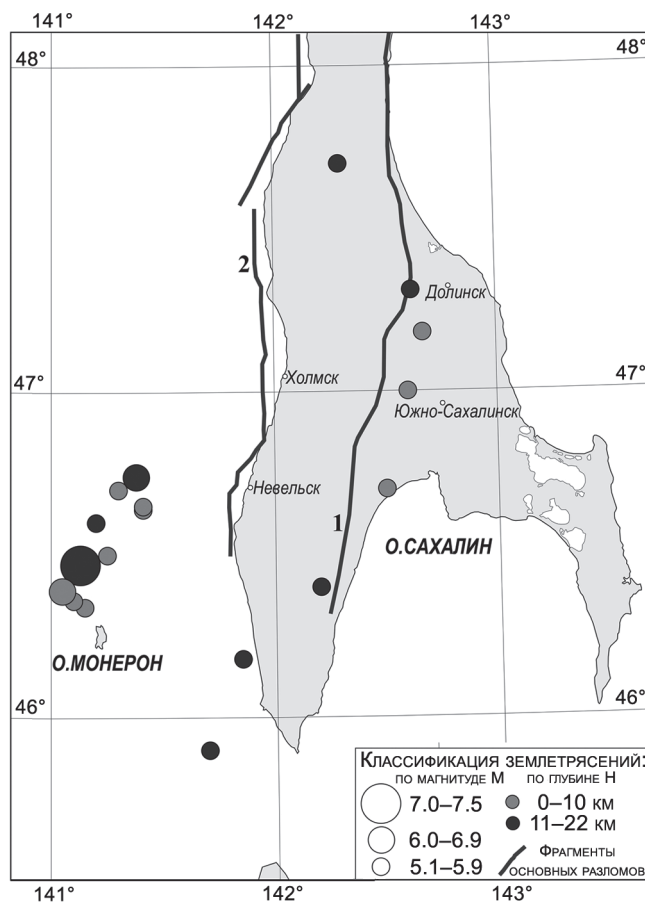


Рис. 2. Карта эпицентров коровых землетрясений юга о. Сахалин с $M \geq 5.1$ за период 1905–2005 гг. [5] и основные разломные зоны земной коры.

Цифрами 1, 2 обозначены, соответственно, Центрально-Сахалинская и Западно-Сахалинская системы разломов. Скопление эпицентров землетрясений в районе о. Моноeron показывает положение начальной части Ребун-Моноeronской зоны разломов.

середины 2003 г., после развертывания сотрудниками Сахалинского филиала Геофизической службы РАН сети цифровых автономных сейсмических станций “Datamark” и “DAT”. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных в течение трех лет до начала реализации описываемого долгосрочного прогноза, представлена на рис. 4. Она показывает, что современная сейсмичность приурочена, в основном, к выявленным разломным зонам. Исключение составляет кластер землетрясений, расположенный северо-восточнее г. Холмска вблизи пос. Костромское, который отвечает Костромскому землетрясению 30 мая 2004 г. ($M_s = 4.8$) и его афтершокам. Также обращает на себя внимание глубокое сейсмическое затишье в районе

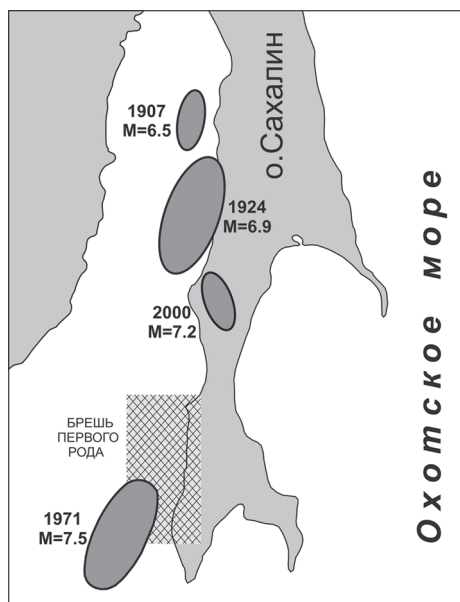


Рис. 3. Очаги известных сильных землетрясений вблизи западного побережья о. Сахалин (овалы серого цвета) и примерное положение сейсмической брешки первого рода (заштрихованная область).

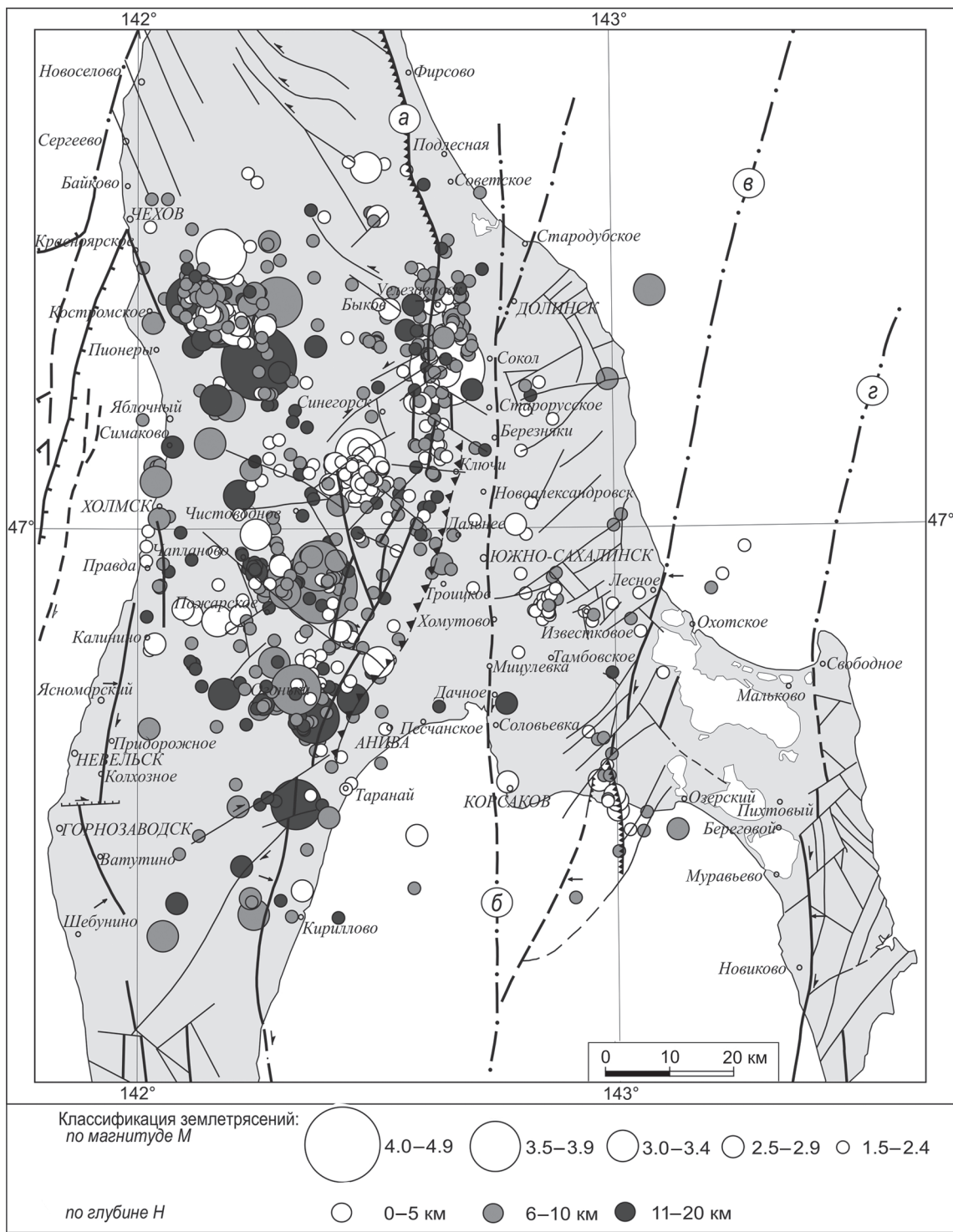


Рис. 4. Карта эпицентров мелкофокусных землетрясений юга о. Сахалин с $M \geq 1.5$ за период с июня 2003 г. по июнь 2006 г. по данным сети цифровых сейсмических станций “Datamark” и “DAT” (каталог Ким Ч.У.) и дислокации разрывных нарушений разного ранга, согласно [7].

1 – региональные глубинные разломы (а – Центрально-Сахалинский, б – Сусунайский, в – Мерейский, г – Тонино-Анивский), 2 – локальные разрывы, 3 – сдвиги, 4 – взбросы и надвиги, 5 – сбросы, 6 – сдвиги, трансформированные во взбросы (стрелки указывают направление взброса), 7 – обновленные взбросы и зоны сжатия сдвигов, 8 – погребенные разрывы, 9 – предполагаемые разрывы.

населенных пунктов Горнозаводск и Невельск, где в последующие два года будут происходить основные события. Однако более четко затишье (сейсмическая брешь второго рода) картируется по выборке землетрясений с $M \geq 3.0$ (рис. 5).

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ОСТРОВА

При выработке описываемого долгосрочного прогноза основную роль сыграли предвестниковые явления, известные в сейсмологии как сейсмические брешки (seismic gaps) первого и второго рода. Данная терминология была предложена К. Моги [5]. Брешки первого рода – это ненарушенные участки сейсмоактивной зоны, в которых в течение ~100 и более лет не происходят сильные землетрясения. Их следует рассматривать как наиболее вероятные места возникновения будущих сильных сейсмических событий.

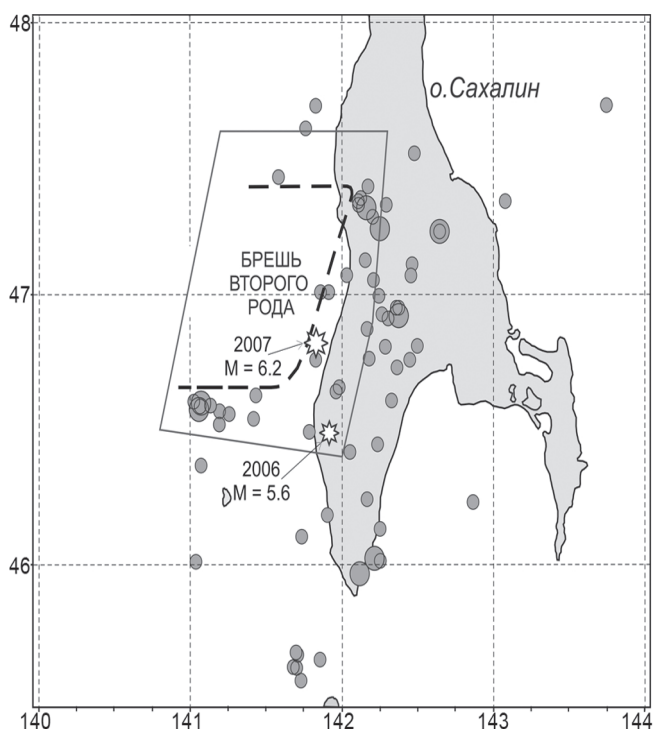


Рис. 5. Эпицентры коровых землетрясений с $M \geq 3.0$ за 1993–2005 гг. по данным системы “IRIS-2”, установленной на сейсмической станции “Южно-Сахалинск”, и сети станций “Datamark”, “DAT”.

Пунктирная кривая – контур сейсмической брешки второго рода. Область внутри полигона – предполагаемый район расположения эпицентра прогнозируемого землетрясения. Малая и большая звездочки – фактическое положение эпицентров Горнозаводского 17(18) августа 2006 г. ($M_W = 5.6$) и Невельского 2 августа 2007 г. ($M_W = 6.2$) землетрясений по данным каталога Ким Ч.У.

Участки, где сейсмическая активность снижается и в течение нескольких лет наблюдается относительное затишье, по терминологии К. Моги являются брешками второго рода.

История прогноза Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. берет свое начало с публикации в 1997 г. статьи [14], в которой была исследована многолетняя динамика сейсмического режима на юге Сахалина после Монеронского землетрясения 1971 г. с $M_S = 7.5$. Как известно, это событие возникло юго-западнее острова Сахалин, и его очаг располагался в пределах Ребун-Монеронской системы разломов.

Процитируем один абзац из работы [14]: “Длительный период постепенного снижения уровня сейсмичности привел к образованию зоны сейсмического затишья. Она была уверенно картирована с 1980 г. и по настоящее время на западном шельфе острова с небольшой сухопутной частью в районе гг. Холмск – Шебунино. Как долго будет длиться это затишье? Ответ на этот вопрос могут дать расчеты с помощью методов среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений с $M \sim 5$ и более”.

Такой вывод был сделан на основе анализа данных весьма разреженной региональной сети наблюдений за 1961–1992 гг. и более детального каталога мелкофокусных землетрясений юга Сахалина за июнь 1992 г.–февраль 1997 г., составленного Н.В. Краевой [2] по данным станции “IRIS-2”. Последний каталог обеспечивал представительность событий с $M > 2.6$ на расстояниях $\Delta \leq 70$ км, однако и этого было недостаточно для уверенного картирования границ зоны затишья на шельфе острова. По этой причине прогноз не был оформлен документально.

Вернуться к данному вопросу и детализировать его в виде долгосрочного прогноза автору (с участием Ким Ч.У., А.И. Иващенко и Л.Н. Поплавской) удалось только в декабре 2005 г. (табл.) [15]. Как сказано выше, этому способствовала организация на юге о. Сахалин сети цифровых автономных сейсмических станций “Datamark” и “DAT”.

За период 2001–2005 гг. было отмечено несколько случаев активизации сейсмичности. Первый случай связан с Такойским роением землетрясений, возникших в зоне Центрально-Сахалинского разлома в Долинском районе. Максимальный по силе ($M_S = 5.6$) толчок произошел 1 сентября 2001 г. Начиная с 2003 г., стала заметной активизация слабой сейсмичности вдоль юго-западного побережья острова, которая носила явно кольцевой характер. Вначале она проявилась в зоне Западно-Сахалинского разлома (главное событие – Костромское землетрясение 30 мая 2004 г., $M_S = 4.8$), а затем в зоне

Таблица. Перечень основных параметров прогнозируемого события [13].

Дата начала и окончания тревоги	Магнитуда и глубина землетрясения	Положение эпицентра землетрясения	Вероятность возникновения землетрясения	Максимальный ожидаемый макросейсмический эффект, в баллах шкалы MSK-64
январь 2006–июль 2013 гг.	$M_S = 6.0-7.2$ $h = 0-30$ км	см. в тексте	$\geq 75\%$	9.0 (в эпицентре) 8.0 (на побережье)

Монеронского разлома (землетрясение 18 декабря 2004 г., $M_S = 4.7$). Эти факты привлекли наше внимание и были тщательно проанализированы. В результате были установлены важнейшие предвестниковые эффекты готовящегося сильного землетрясения.

Обоснованием прогноза послужили следующие предвестники: (1) сейсмическая брешь первого рода (рис. 3) – область отсутствия сильных землетрясений в течение 100 и более лет в пределах Западно-Сахалинской системы глубинных разломов земной коры; (2) сейсмическая брешь второго рода (рис. 5) – область сейсмического затишья размером 90×60 км, выявленная по данным сети цифровых станций “Datamark”, в которой, по крайней мере, с середины 2003 г. не наблюдались мелкофокусные землетрясения с магнитудой $M \geq 3.0$.

Вероятное положение эпицентра главного толчка было определено в пределах сейсмической бреши второго рода с небольшими допусками (рис. 5) в пределах следующего полигона: (47.6°N ; 141.2°E); (46.5°N ; 140.8°E); (46.4°N ; 142.0°E); (46.9°N ; 142.2°E); (47.6°N ; 142.3°E).

Магнитуда прогнозируемого события (M_{LH}) оценивалась двумя способами. В первом способе использовалась формула К. Танаки [20]

$$\lg R = 0.33 M - 0.07, \quad (1)$$

связывающая линейный размер бреши второго рода (R) с магнитудой ожидаемого события (M). Согласно этой формуле $M = 6.1$. Во втором подходе используются корреляционные соотношения Р.З. Тараканова [13]

$$\lg L = (0.5 \pm 0.01) M - (1.77 \pm 0.07) \quad (2)$$

и Н.В. Шебалина [17]

$$L \approx 1/3 R, \quad (3)$$

где L – линейный размер зоны афтершоков.

Подставляя второе соотношение в первое, получим:

$$\lg R = (0.5 \pm 0.01) M - (1.77 \pm 0.07) + \lg 3.$$

Эта формула дает оценку $M = 6.6$. Из двух оценок магнитуды (6.1 и 6.6) предпочтительнее выбрать вторую, учитывая возможность реализации неблагоприятного сценария. Разброс этих оценок и неопределенность задания коэффициентов в формуле Р.З. Тараканова определили диапазон, в котором может находиться прогнозируемая магнитуда – $M_{LH} =$

6.6 ± 0.6 . Для глубины очага взят интервал $0-30$ км, отвечающий диапазону глубин гипоцентров известных событий в районе тревоги.

В принципе, вместо формулы (2) можно было бы воспользоваться соотношением, предложенным В.И. Уломовым [16]:

$$\lg L = 0.6 M - 2.5, \quad (4)$$

поскольку в диапазоне магнитуд $6.9-7.5$ формулы (2) и (4) дают практически совпадающие оценки. Подставляя (3) в соотношение (4), получаем оценку $M = 6.6$.

Дата окончания тревоги определялась исходя из данных о средней продолжительности существования областей затишья (~ 10 лет) перед сильными землетрясениями западного побережья Японских о-вов и Сахалина, а также времени уверенного картирования данной области затишья (не менее 2.5 лет).

Ожидаемый макросейсмический эффект (в баллах шкалы MSK-64) рассчитывался для неблагоприятного сценария, то есть, при условии возникновения землетрясения с магнитудой, близкой к максимальной, и для трех возможных положений эпицентра (рис. 6).

Описанный выше прогноз был опубликован в 2006 г. [15]. В августе того же года он был рассмотрен и утвержден Российским экспертным Советом (РЭС) по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска. С учетом этого в августе 2006 года были проведены командно-штабные учения Министерства по чрезвычайным ситуациям России по теме “Ликвидация последствий разрушительного землетрясения, цунами в Сахалино-Курильском регионе”.

КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ОСТРОВА

Сильное землетрясение с $M_w = 5.6$, произошедшее 17(18) августа 2006 г. вблизи п. Горнозаводск (рис. 5), показало, что процесс реализации долгосрочного прогноза перешел в активную фазу [4]. Установив аномальный характер хода афтершокового процесса в течение первых 6 суток и проанализировав ряд других геофизических данных, автор пришел к выводу, что это землетрясение является предвестником более сильного прогнозируемого события.

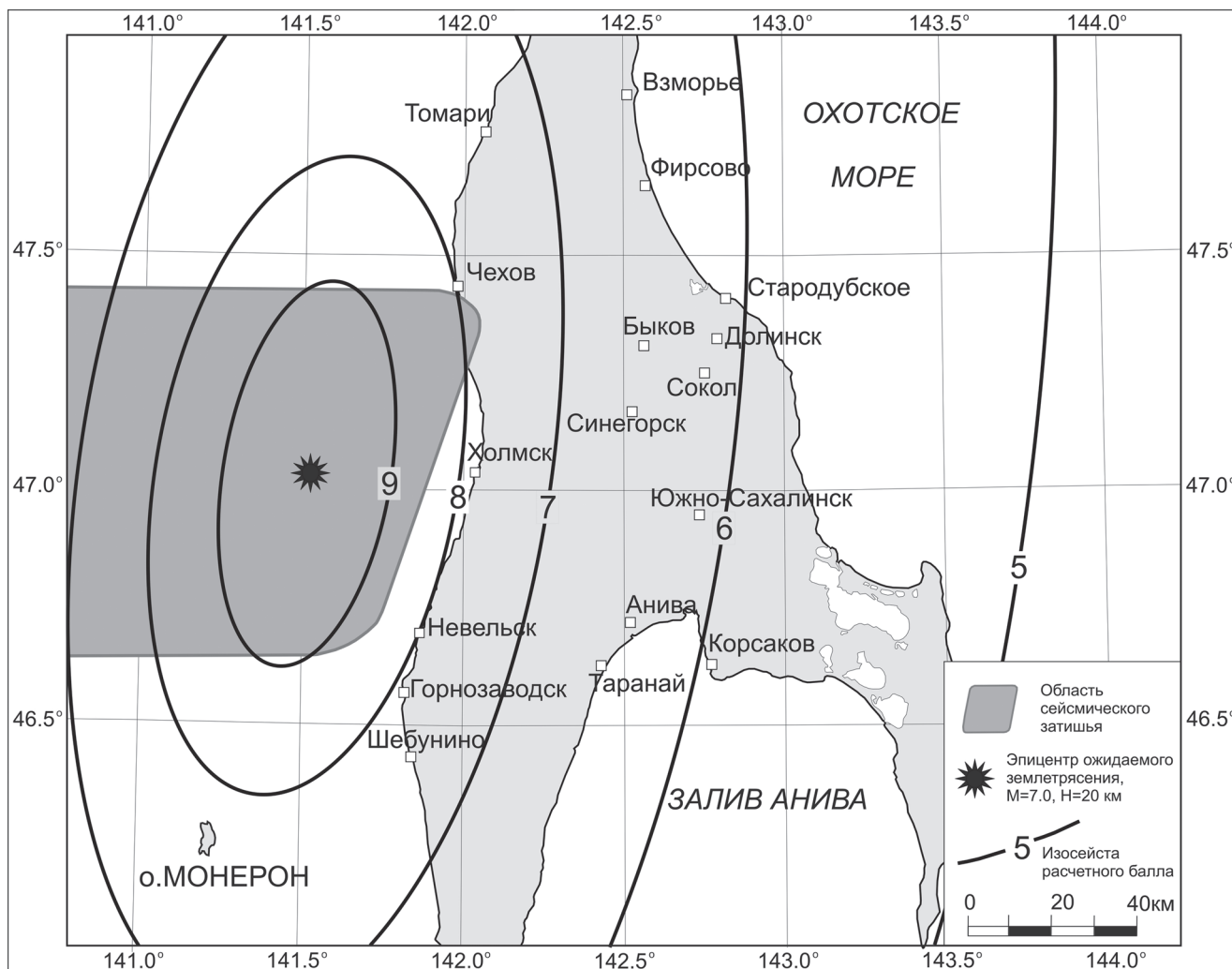


Рис. 6. Ожидаемый макросейсмический эффект (в баллах шкалы MSK-64) в случае возникновения землетрясения с $M_S = 7.0$ на глубине 20 км в центральной части зоны сейсмического затишья (расчет Л.Н. Поплавской, выполненный в декабре 2005 г.).

Учитывая сказанное, автором совместно с Ким Ч.У. был составлен по состоянию на 23 августа 2006 г. уточненный прогноз сроком на 7.5 месяцев, названный краткосрочным. Остальные параметры ожидаемого сейсмического события остались прежними (табл.). Здесь необходимо сделать пояснение относительно классификации прогнозов по их заблаговременности. По этому вопросу единого взгляда, к сожалению, не выработано. Вот как об этом пишет В.Г. Кособоков [1]: “Общепринято разделение по времени, которое устанавливает довольно свободные границы между долгосрочными прогнозами (на ближайшие десятки лет), среднесрочными (на ближайшие годы), краткосрочными (на ближайшие месяцы-недели) и неотложными (на ближайшие часы)”. Так, к примеру, в работе [10] краткосрочными

прогнозами считаются прогнозы с заблаговременностью в дни-часы, а в статье [18] – с периодом ожидания несколько месяцев. В данном вопросе автор [15] придерживается точки зрения П.Н. Шебалина [18].

Процитируем только один из четырех пунктов, положенных в основу краткосрочного прогноза: “Землетрясение 17(18) августа 2006 г. ($M_S = 5.6$), возникшее в районе западного побережья юга Сахалина, является форшоком будущего сильного события вблизи бреши второго рода (рис. 5). Данное заключение основано на следующих фактах:

- это событие умеренное, имеет магнитуду на 1.0 ниже среднего значения магнитуды ($M_{cp} = 6.6$) по долгосрочному прогнозу от 22 декабря 2005 г. для данного района, поэтому оно не сняло избыточные напряжения в зоне бреши второго рода;

- в очаговой зоне данного умеренного толчка наблюдается явно аномальный характер развития афтершокового процесса. Он проявляется в большом дефиците толчков с $M = 3.0$ и более, а также в отсутствии обычно наблюдаемых афтершоков с магнитудами ($M_{cp} - 1$) (± 0.5), то есть, в диапазоне 4.1–5.1. За 6 суток с момента главного толчка зарегистрировано только 2 события с магнитудами не более 3.8;

- описанный выше характер затухания активности характерен после возникновения сильных форшоков в Сахалинском регионе.

Возможно возражение по данному заключению: в подобных геологических условиях вблизи г. Румои (о. Хоккайдо) 14 декабря 2004 г. наблюдалось землетрясение с $M_s = 6.1$, не сопровождавшееся более сильным толчком. Ответ на данное возражение: подготовка этого землетрясения происходила без образования бреши второго рода. Распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 3.0$ в круговой области ($R = 120$ км) вокруг эпицентра Румойского толчка остается неизменным в течение более 35 лет. Главный толчок 14 декабря 2004 г. и его афтершоки только добавили плотный кластер эпицентров в существовавшее поле эпицентров.

Таким образом, наблюдаемое ныне развитие сейсмической ситуации на юге Сахалина обнаруживает свойства, присущие форшоковой стадии сильного землетрясения. Поэтому сейсмическое событие 17(18) августа 2006 г. с $M_w = 5.6$, по-видимому, следует рассматривать как форшок – предвестник более сильного землетрясения”.

Такое обширное цитирование фрагмента текста нигде не опубликованного краткосрочного прогноза Невельского землетрясения 2 августа 2007 г., на наш взгляд, представляется здесь вполне уместным по следующим соображениям. Во-первых, оно служит документальным свидетельством правильной оценки сейсмологической ситуации, выработанной спустя всего 6 дней после Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г. Во-вторых, подчеркнутые особенности аномального хода афтершокового процесса после данного землетрясения свойственны и для других сейсмических толчков умеренных магнитуд, возникающих перед главными событиями. Этот важный факт следует иметь в виду при последующих краткосрочных прогнозах сахалинских землетрясений.

Таким образом, краткосрочный прогноз был своевременным и методически правильным, хотя оправдался не полностью, так как Невельское землетрясение произошло примерно на 4 месяца позже указанного в прогнозе срока.

В сопроводительном письме, направленном в РЭС 23 августа 2006 г., в частности, было сказано следующее: “Сейсмологами ИМГиГ ДВО РАН в декабре прошлого года был сделан долгосрочный прогноз сильного землетрясения на юго-западном шельфе о. Сахалин. Недавнее землетрясение 17(18) августа 2006 г. с магнитудой 5.6, возникшее в прогнозируемом районе, отчасти подтвердило обоснованность данного заключения. Тщательный анализ сейсмической ситуации, сложившейся после данного землетрясения, приводит к выводу о том, что подготовка прогнозировавшегося ранее землетрясения в указанном районе, по-видимому, перешла в краткосрочную стадию развития. В этой связи в лаборатории сейсмологии Института подготовлен “Краткосрочный прогноз землетрясения с магнитудой $M_s = 6.0-7.2$ в районе западного побережья юга Сахалина (по состоянию на 23 августа 2006 г.)” (авторы: Тихонов И.Н., Ким Ч.У.), который направляю на Ваше рассмотрение”.

2 августа 2007 г. в 13 ч 37 мин сахалинского времени (2 ч 37 мин по Гринвичу) в Татарском проливе вблизи г. Невельска Сахалинской области произошло разрушительное землетрясение с магнитудой $M_w = 6.2$ (рис. 5). В результате его два человека погибли и более десятка ранены. В силу того, что многие здания и сооружения в г. Невельске имели дефицит сейсмостойчивости до 1.5–2.0 баллов, землетрясение вызвало сильные разрушения. Из 15 тысяч жителей около 6 тысяч остались без крова. Обследования последствий этого стихийного бедствия показали, что город необходимо отстраивать практически заново. Материальный ущерб составил более шести миллиардов рублей.

Землетрясение ощущалось повсеместно на юге о. Сахалин. Интенсивность сотрясений по шкале MSK-64 составила 7–8 баллов в г. Невельске, 6–7 – в п. Горнозаводске, 5–6 – в г. Холмске и 3–4 – в г. Южно-Сахалинске.

Невельское землетрясение произошло в южной части области сейсмической бреши второго рода (рис. 5). Его параметры полностью укладываются в рамки описанного выше долгосрочного прогноза сильного землетрясения на юго-западе Сахалина от 22 декабря 2005 г. Данное сейсмическое событие оказалось приуроченным к Западно-Сахалинской системе глубинных разломов земной коры, протягивающейся вдоль западного побережья острова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кособоков В.Г. Прогноз землетрясений: основы, реализация, перспективы // Прогноз землетрясений и геодинамические процессы. Ч. I. М.: ГЕОС, 2005. 179 с. (Вычислительная сейсмология. Вып. 36).

2. Краева Н.В. Исследование сейсмичности на юге Сахалина в 1992–1996 гг. по данным IRIS-2 // Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 149–162. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. V).
3. Кучай В.К., Полуниин Г.В. Предельная интенсивность землетрясений Сахалина по палеосейсмологическим данным // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 112–115.
4. Левин Б.В., Ким Ч.У., Тихонов И.Н. Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 г. на юге Сахалина // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 102–108.
5. Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.
6. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2006. 103 с.
7. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры о. Сахалин // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–111.
8. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
9. Рождественский В.С., Сапрыгин С.М. Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на Южном Сахалине // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 59–79.
10. Страхов В.Н., Соболев Г.А., Рукин М.Д. и др. О необходимости федеральной программы работ по решению проблемы краткосрочного прогноза землетрясений. М.: ИФЗ РАН, 2005. 40 с.
11. Стрельцов М.И., Рождественский В.С. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М., 1995. С. 387–407.
12. Стрельцов М.И., Кожурин А.И. Активные разломы и катастрофические землетрясения Сахалина (Апреловский активный разлом, результаты тренчинга). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. 4 с.
13. Тараканов Р.З. Размеры очаговых зон сильных землетрясений Курило-Камчатского региона и Японии и проблема максимальных возможных магнитуд // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 76–89.
14. 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).
15. 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.
16. Уломов В.И. О соотношении размеров очагов и областей подготовки землетрясений // Докл. АН Уз.ССР. 1987. № 9. С. 39–40.
17. Шебалин Н.В. Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясений // Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 126–138.
18. Шебалин П.Н. Цепочки эпицентров как индикатор возрастания радиуса корреляции сейсмичности перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 3–15.
19. Bulgakov P.F., Ivaschenko A.I., Kim C. U. et al. Active faults of Sakhalin // Geotectonics. 2002. V. 36. P. 227–246.
20. Tanaka K. Formation pattern of seismic gaps before and after large earthquakes // Zisin, J. Seismol. Soc. Japan. 1980. V. 33, N 3. P. 369–377.

I.N. Tikhonov

Strong earthquake prediction within the south-western shelf of Sakhalin Island, and its realization during the August 2, 2007 Nevelsk earthquake

Materials of the long- and short-term predictions of the destructive earthquake with the magnitude $M_{LH} = 6.6 \pm 0.6$ within the south-western shelf of Sakhalin Island are described. The long-term prediction was issued in December 2005, and was affirmed by the Russian Council of Experts on earthquake forecast and seismic hazard assessment in August 2006. The August 17(18), 2006 Gornozavodsk earthquake with the magnitude $M_w = 5.6$ was the beginning of realization of this forecast. After 6 days from its occurrence, short-term prediction of a much more serious seismic event in the alarm region was prepared.

One year later the prediction proved to be correct with respect to the 2 August, 2007 Nevelsk earthquake with the magnitude $M_w = 6.2$ ($M_{LH} = 6.2$).

Key words: active fault, earthquake, seismic gap, long- and short-term prediction, aftershock process, South Sakhalin.

ЦУНАМИ НА САХАЛИНЕ 2 АВГУСТА 2007 г.: МАРЕОГРАФНЫЕ ДАННЫЕ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

А.И. Зайцев⁵, Д.П. Ковалев², А.А. Куркин¹, Б.В. Левин², Е.Н. Пелиновский³, А.Г. Чернов^{1,2}, А. Ялчинер⁴

¹ Государственный технический университет, г. Нижний Новгород,

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

³ Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород,

⁴ Университет Среднего Востока, Анкара, Турция

⁵ СКБ средств автоматизации морских исследований ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Приведены инструментальные данные регистрации цунами на о. Сахалин и о. Хоккайдо. Выполнено численное моделирование распространения цунами в Татарском проливе. Результаты расчетов находятся в удовлетворительном согласии с данными наблюдений.

Ключевые слова: цунами, инструментальные данные, численное моделирование, Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Сильное землетрясение с магнитудой $M_w = 6.2$ случилось 2 августа 2007 г. в 02:37 по Гринвичу (13:37 – местное время) в Татарском проливе около юго-западного побережья о. Сахалин (приблизительно 7 км от Невельска и 80 км от Южно-Сахалинска). Подземные толчки ощущались во всех населенных пунктах юга о. Сахалин, в частности, сила толчков в Невельске составила 7–8 баллов, в Холмске – 5–6 баллов и в Южно-Сахалинске – 3–4 балла. Землетрясение привело к многочисленным разрушениям и человеческим жертвам. Оно вызвало цунами, зарегистрированное в России и Японии (эти данные приведены ниже). Японское метеорологическое агентство немедленно объявило тревогу цунами, быстро отмененную, а затем сделало заключение, что наблюдаемые колебания уровня моря имеют метеорологическое происхождение [9]. После землетрясения следы цунами на берегу были обследованы специалистами Сахалинского филиала Геофизической службы РАН и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. В районе поселков Ясноморское, Заветы Ильича, Калинино (между городами Невельск и Холмск) высота волны в некоторых местах превышала два метра, при этом цунами поднялось высоко вверх по речкам. В настоящей работе приводятся

данные инструментальной регистрации цунами мареографами на о. Сахалин и о. Хоккайдо. Численное моделирование этого события проведено в рамках теории мелкой воды, и его результаты сопоставлены с данными наблюдений.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Математическая модель основана на нелинейных уравнениях мелкой воды, записанных в декартовых координатах

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

где η – смещение уровня моря, M и N – компоненты расхода воды вдоль осей x и y , D – полная глубина

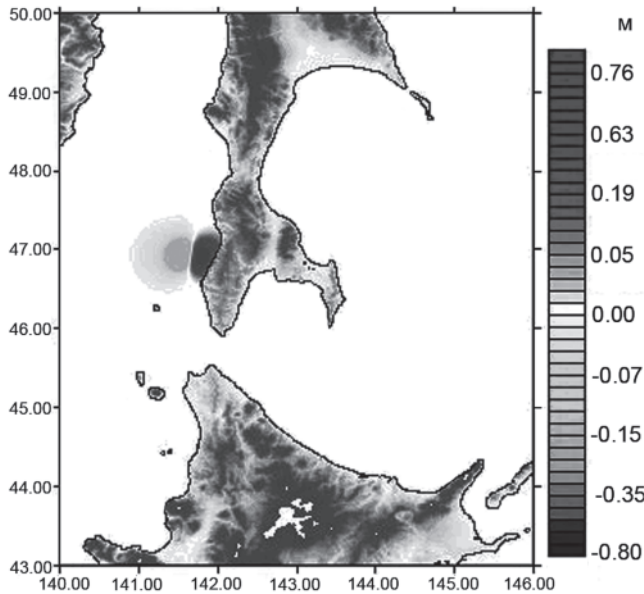


Рис. 1. Рассчитанный очаг цунами 2 августа 2007 г.

бассейна, g – ускорение силы тяжести, n – коэффициент шероховатости дна. В расчетах используется значение $n = 0.0025 \text{ м}^{-1/3}\text{с}$, характерное для естественного дна (песок, мелкая галька).

Численная модель реализована в виде комплекса NAMI-DANCE, являющегося модификацией известного японского кода TUNAMI [5, 10, 15]. Этот комплекс рекомендован, в частности, ЮНЕСКО для расчетов распространения цунами [11], и его первый вариант уже использовался для моделирования цунами 2004 г. в Индийском океане [2] и оценки цунами-риска Япономорского побережья России [6].

Источник цунами выбран в соответствии с известным решением Окада [14], использующим данные о параметрах землетрясения. Последние приводятся на сайте Геофизической службы РАН [12]. Эпицентр землетрясения локализован в точке с координатами 141.72° в.д., 46.75° с.ш. на глубине 10 км. Длина разрыва, определяемая по афтершокам, – 35 км, его ширина – 15 км и смещение по разрыву – 3 м. Простираение разрыва (strike) – 6° , угол смещения по падению (dip) – 67° и вдоль разрыва (slip) 91° . Рассчитанный в соответствии с решением Окада источник цунами показан на рис. 1. Он представляет собой знакопеременное смещение с максимальным поднятием на 72.5 см и опусканием на 20.9 см, так что максимальная высота волны в очаге – 93.4 см.

В расчетах батиметрия Охотского моря с шагом 500 м была получена интерполяцией из известной одноминутной батиметрии GEBCO Digital Atlas. Накат волны на берег не моделировался, и в расчетах

используются условия полного отражения (приближение вертикальной стенки на глубине примерно 3 м). Распространение волны цунами в Татарском проливе иллюстрирует рис. 2. Цунами в районе Невельска–Холмска появляется практически сразу, через 20 мин волна подходит к Приморью и через 80 мин доходит до о. Хоккайдо. Времена прихода волны к пунктам на о. Хоккайдо были получены Японским метеорологическим агентством [9] на основе лучевой теории, и ожидаемое время прихода волны цунами к Вакканай (Wakkanai) составило 1 час 13 мин.

Максимальное распределение высот цунами в Татарском проливе показано на рис. 3, подтверждая, что основной удар пришелся на юго-западную часть о. Сахалин. На рис. 4 приведено рассчитанное распределение высот цунами вдоль побережья о. Сахалин, сопоставленное с немногочисленными данными наблюдений [4, 13]. Как и следовало ожидать, измеренные высоты заплесков оказываются выше, чем рассчитанные высоты волн вдали от берега, из-за дополнительного усиления волны в приустьевой области.

МАРЕОГРАФНЫЕ ДАННЫЕ

В рамках эксперимента по регистрации длинных волн задолго до цунами в центральном ковше Холмского торгового порта (47.04672° с.ш., 142.04256° в.д.) был установлен автономный регистратор волнения (АРВ) с дискретностью 1 с, разработанный на приборостроительном предприятии г. Углич. В качестве чувствительного элемента в приборе используется пьезорезонансный датчик гидростатического давления с температурной компенсацией, что определяет высокую чувствительность и точность датчика. В качестве накопителя информации используется твердотельная память большой емкости. В результате наряду с “бумажной” мареограммой низкого качества, полученной стандартным мареографом, удалось получить цифровую запись цунами, которая приведена на рис. 5. На записи видно, что цунами началось с подъема воды примерно через 7 мин после землетрясения, и подъем уровня воды в первой волне достиг примерно 20 см. Максимальное опускание уровня воды через 20 мин после землетрясения составило 30 см. Характерный период колебаний уровня моря составляет около 20 мин.

Мареографные записи цунами на о. Хоккайдо приведены в [9], они показаны на рис. 6. Здесь же показаны время землетрясения, а также времена объявления и аннулирования тревоги цунами. Как видим, колебания уровня моря во время цунами были достаточно большими, особенно в пунктах Вакканай и Румои (Rumoi).

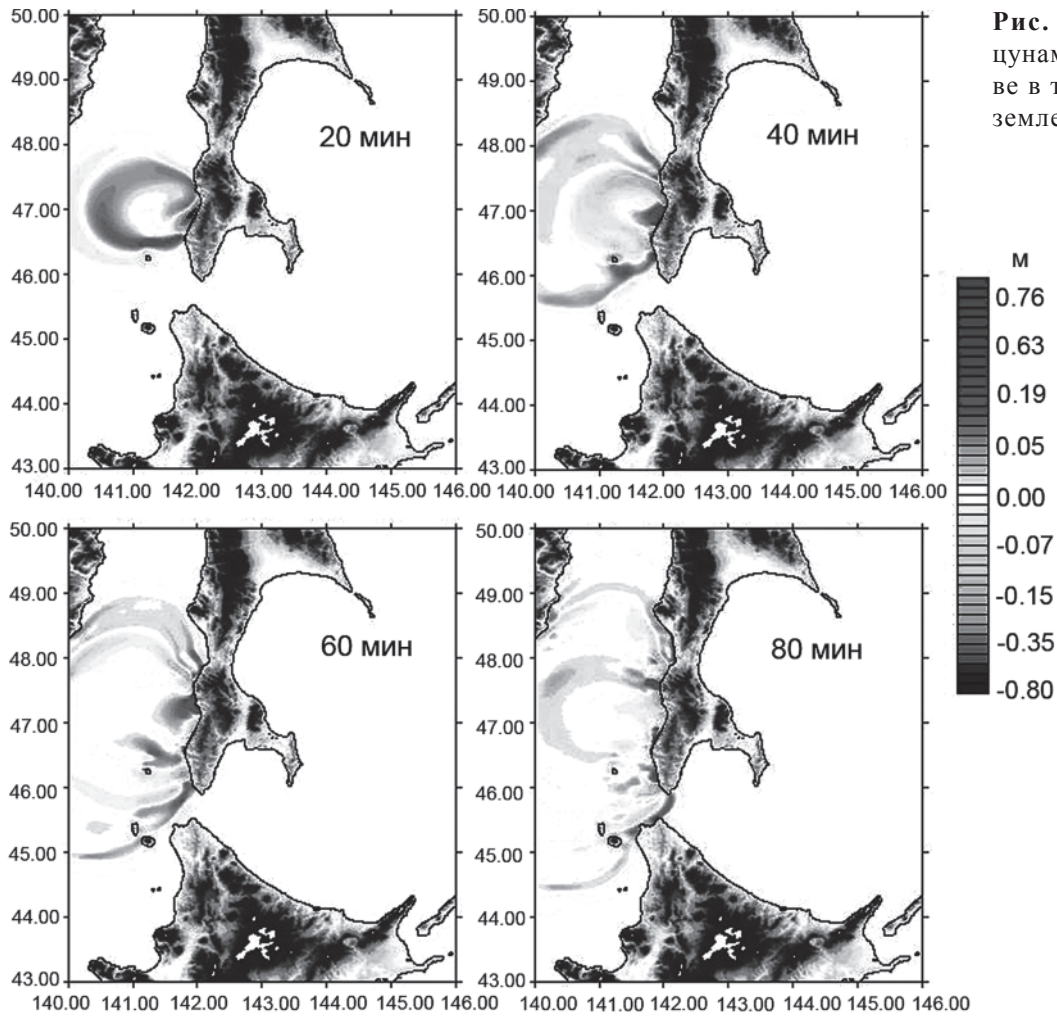


Рис. 2. Распространение цунами в Татарском проливе в течение 80 мин после землетрясения.

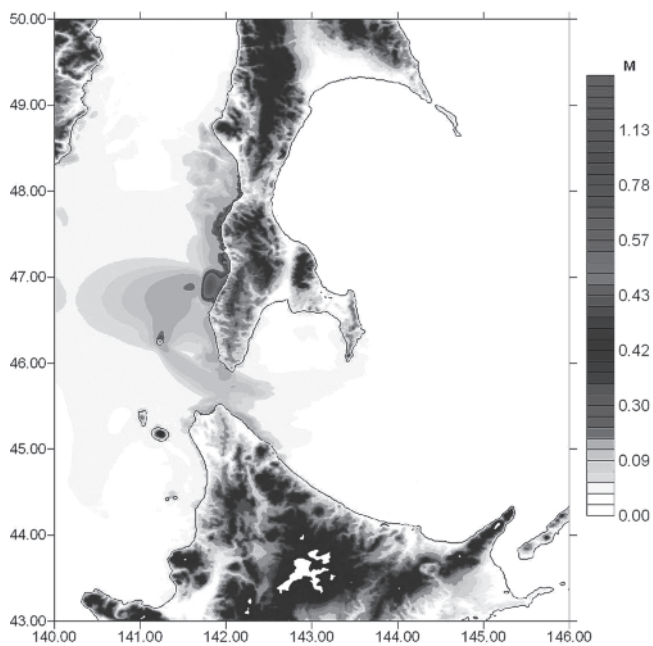


Рис. 3. Рассчитанное распределение максимальных высот волн в Татарском проливе.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗМЕРЕННЫХ И РАСЧЕТНЫХ ДАННЫХ

Инструментальная запись цунами в порту г. Холмска, приведенная на рис. 5, использована для сопоставления с результатами численного моделирования (рис. 7). При этом средний уровень воды в 5.1 м устранен из измеренной мареограммы. Укажем также, что рассчитанная мареограмма относится не к порту, а к достаточно удаленной мористой точке (расстояние от берега 2.5 км, глубина 19 м). Тем не менее, рассчитанные высоты волн находятся в хорошем согласии с наблюдениями. Ход кривых в среднем оказывается также одинаковым в наблюдениях и расчетах. Различия связаны с высокочастотными колебаниями, так как расчетная мареограмма не включает в себя сейшевые колебания в порту, представленные на инструментальной записи.

Рассчитаны также мареограммы волн цунами в пунктах на побережье о. Хоккайдо (рис. 8). Волна высотой 17 см через 70 мин после землетрясения приходит в Вакканаи. Согласно оценкам, сделанным

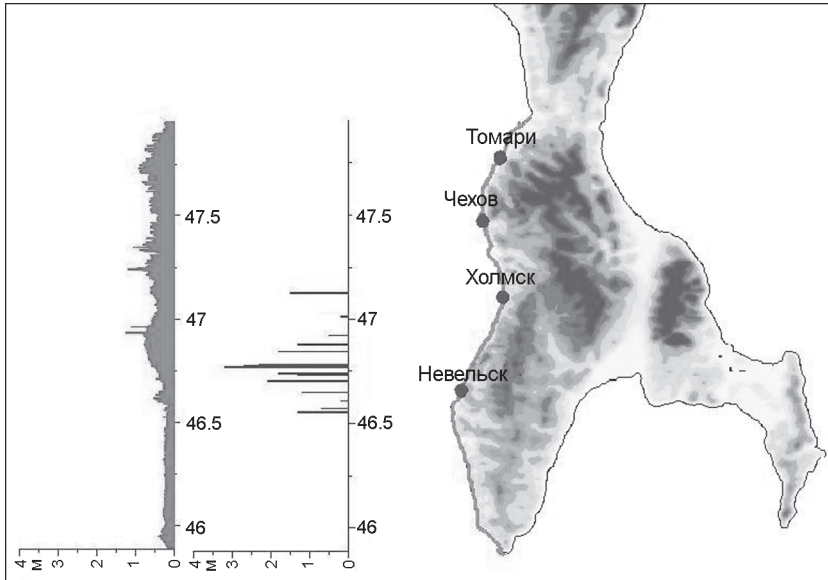


Рис. 4. Рассчитанные (слева) и измеренные (справа) высоты волн цунами вдоль о. Сахалин.

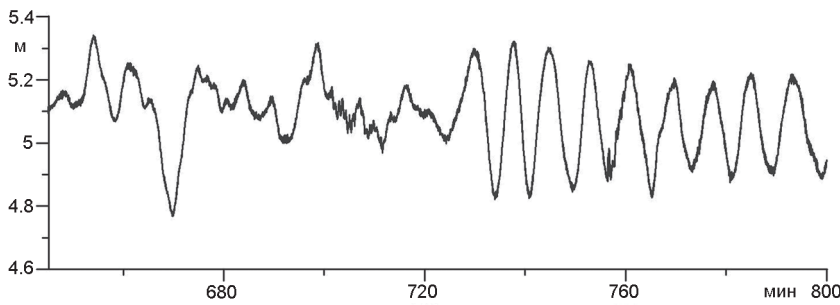


Рис. 5. Цифровая запись цунами 2 августа 2007 г. в порту г. Холмска (время отсчитывается от момента землетрясения).

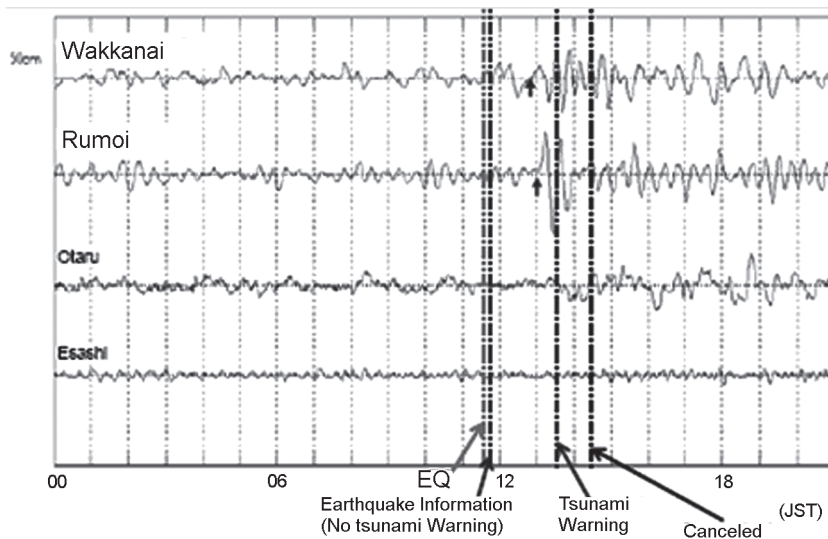


Рис. 6. Мареографная регистрация цунами на о. Хоккайдо, по [9].

в Японии на основе лучевой программы [9], время прибытия волны в данный пункт составляет 73 мин. Через 110 мин расчетная волна подходит к пункту Румои, в то время как лучевые оценки дают 113 мин. Как и следовало ожидать, расчеты времен прихода волны по полной модели и в рамках лучевого метода совпадают. Специалисты Японского метеорологи-

ческого агентства [9] сделали заключение уже после цунами, что наблюдаемые колебания уровня моря в этих пунктах не связаны с Невельским землетрясением, а имеют метеорологическое происхождение. На наш взгляд, цунами достаточно заметно на мареограммах (рис. 6), а также в расчетах, чтобы отрицать его связь с землетрясением на о. Сахалин.

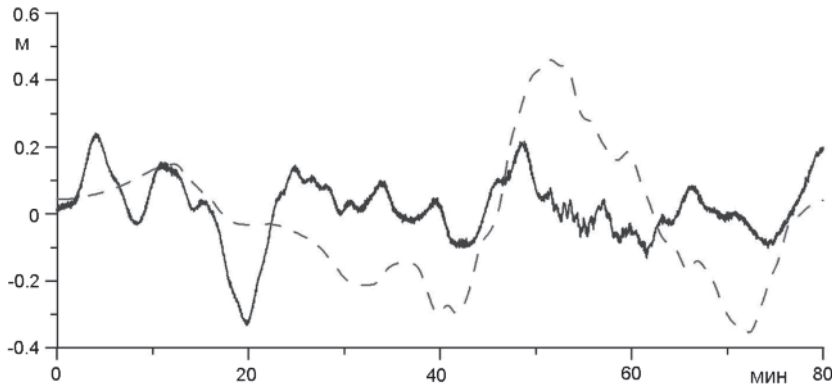


Рис. 7. Сопоставление расчетного колебания уровня моря (штриховая линия) с измеренным (сплошная линия) в порту г. Холмска во время цунами 2 августа 2007 г.

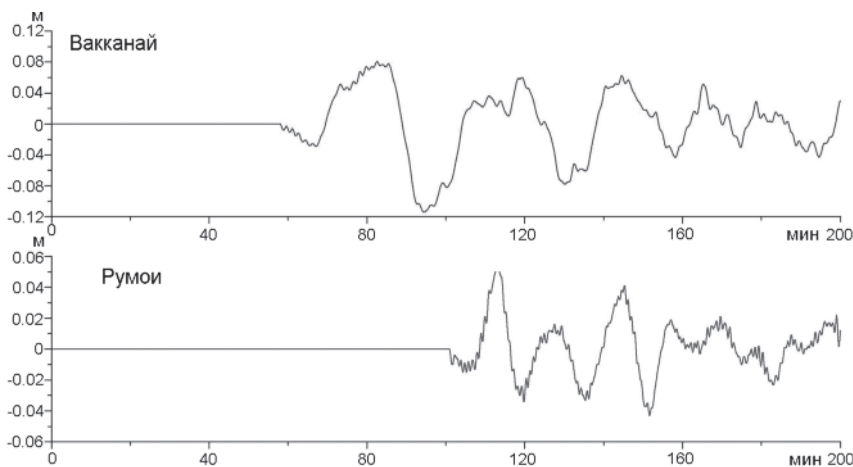


Рис. 8. Компьютерные мареограммы волн цунами в пунктах о. Хоккайдо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные выше расчеты волн цунами, возникших во время сильного землетрясения на юге о. Сахалин 2 августа 2007 г., подтвердили локальный характер цунами на о. Сахалин, где оно и было наиболее заметно. Приведены данные инструментальной регистрации цунами на о. Сахалин и о. Хоккайдо. Рассчитанная высота волн в порту г. Холмска находится в согласии с наблюдаемой, также хорошее согласие получается для времен прихода волны цунами на о. Хоккайдо. Важно отметить, что за прошедшие 130 лет в юго-западной части о. Сахалин произошло уже 9 случаев цунами [1, 3, 6–8]. Наиболее сильное цунами случилось в 1971 г. после землетрясения на о. Монерон с магнитудой 7.5. Поэтому проблема цунамирайонирования о. Сахалин является достаточно актуальной и здесь необходимы специальные исследования зон возможной генерации цунами и защищенности участков побережья от прихода удаленных цунами.

Выполнение этой работы поддержано грантами РФФИ (06-05-64087, 08-05-00069 и 09-05-00971), ИНТАС (05-109-5100 и 06-1000013-9236).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Го Ч.Н., Кайстренко В.М., Пелиновский Е.Н., Симонов К.В. Количественная оценка цунамиопасности и схема цунамирайонирования Тихоокеанского побережья СССР // Тихоокеан. ежегодник. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 9 – 17.
2. Зайцев А.И., Куркин А.А., Левин Б.В. и др. Моделирование распространения катастрофического цунами (26 декабря 2004 г.) в Индийском океане // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 3. С. 388 – 392.
3. Заякин Ю.А. Цунами на Дальнем Востоке России. Петропавловск-Камчатский: Камшат, 1996. 88 с.
4. Кайстренко В.М., Ломтев В.Л., Урбан Н.А. и др. Невельское цунами 2 августа 2007 г. // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: Междунар. науч. симпоз., Южно-Сахалинск, Россия, 27–30 сент. 2007 г.: Тез. докл. / Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 133.
5. Куркин А.А., Зайцев А.И., Ялчинер А., Пелиновский Е.Н. Модифицированный вычислительный комплекс “ЦУНАМИ” для оценки рисков, связанных с цунами // Изв. АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. 2004. Т. 9. С. 88–100.
6. Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Чой Б., Ли Дж. Сравнительная оценка цунами, опасности япономорского побережья России на основе численного моделирования // Океан.

- нология. 2004. Т. 44, № 2. С. 179–188.
7. Соловьев С.Л., Ферчев М.Д. Сводка данных о цунами в СССР // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. № 9.
 8. Щетников Н.А. Цунами на побережье Сахалина и Курильских островов по мареографным данным 1952 – 1968 гг. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 164 с.
 9. Hasegawa Y. JMA service outline and operations and analysis for recent events // 22 Session of ICG/PTWS, Ecuador, 17020, September 2007. http://ioc3.unesco.org/ptws/documents/presentations/3.7_JMAreport_hasegawa4.pdf.
 10. <http://avi-nami.ce.mrttu.edu.tr>.
 11. [http://ioc3.unesco.org/ptws/21/\(documents\)/TsuModelMan-v3-ImamuraYalcinerOzyurt_apr06.pdf](http://ioc3.unesco.org/ptws/21/(documents)/TsuModelMan-v3-ImamuraYalcinerOzyurt_apr06.pdf).
 12. http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quakee.pl?mode=1&id=96.
 13. Kaystrenko V., Lomtev V., Urban N. et al. Manifestation of the August 2, 2007 Nevelsk tsunami // Geophys. Res. Abstr. 2008. V. 10. P. EGU2008-A-06626.
 14. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seism. Soc. America. 1985. V. 75. P. 1135–1154.
 15. Yalciner A.C., Pelinovsky E., Zaytsev A. et al. Modeling and visualization of tsunamis: Mediterranean examples // Tsunami and Nonlinear Waves (Ed: Anjan Kundu), Springer, 2007. P. 273–283.

*A.I. Zaytsev, D.P. Kovalev, A.A. Kurkin, B.V. Levin, E.N. Pelinovsky,
A.G. Chernov, A. Yalciner*

Tsunami on Sakhalin on August 2, 2007: mareograph evidence and numerical simulation

Instrumental data on tsunami registration on Sakhalin Island and Hokkaido Island are presented. Numerical simulation of tsunami propagation in the Tatar Strait was performed. Results of numerical computations are in satisfactory agreement with the observed data.

Key words: tsunami, instrumental data, numerical simulation, Sakhalin.

**РЕГИСТРАЦИЯ СИМУШИРСКОГО И НЕВЕЛЬСКОГО ЦУНАМИ В ПОРТУ
г. ХОЛМСКА**

П.Д. Ковалев, Г.В. Шевченко, Д.П. Ковалев, А.Г. Чернов, Д.Е. Золотухин

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

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Выполнен анализ цифровых записей цунами от Симуширского 16 ноября 2006 г. и Невельского 2 августа 2007 г. землетрясений, полученных в Холмской бухте при помощи регистраторов придонного гидростатического давления. Показана определяющая роль нулевой моды собственных колебаний уровня моря в бухте при формировании волнового поля: на начальном отрезке записи при удаленном цунами и спустя полтора часа после прихода первой волны – при близком цунами. Методами численного моделирования показано, что при Невельском землетрясении, очаг которого имел меридиональную протяженность, в сторону Холмска распространялись более длинные волны, которые не возбудили собственных колебаний бухты. Это произошло спустя полтора часа, когда от берега Приморья пришли более короткопериодные отраженные волны.

Ключевые слова: цунами, землетрясение, волновое поле, о. Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы во многих странах Тихоокеанского бассейна быстрыми темпами развивается сеть датчиков, предназначенных для регистрации волн цунами как в открытом океане, так и вблизи берега. Для этой цели используются преимущественно два типа приборов – измерители придонного гидростатического давления и устанавливаемые на специальных платформах над поверхностью моря акустические датчики. Благодаря тому, что подобная аппаратура не дает искажений, характерных для стационарных мареографов, получаемая информация о периодах и высотах волн цунами становится существенно более точной. В частности, большой объем таких инструментальных данных использовался при анализе особенностей Симуширского цунами 16 ноября 2006 г. [8].

На побережье России в настоящее время в рамках оперативной службы предупреждения о цунами в Тихом океане работает только один донный датчик в г. Северо-Курильске [1], и это при значительном сокращении сети стационарных мареографов. Поэтому каждая регистрация цунами высокоточной аппаратурой вызывает повышенный интерес, так как позволяет существенно расширить представления о характере проявления этого опасного явления в изучаемом

районе. Наличие цифровых записей позволяет более надежно верифицировать результаты численного моделирования, что весьма важно для понимания процессов в источнике цунами и влияния местного рельефа. Результаты анализа полученных материалов могут быть использованы при оценке цунамиопасности побережья.

В этом смысле регистрация в порту г. Холмска (о. Сахалин) сразу двух цунами – уже упомянутого Симуширского, а также локального цунами, вызванного Невельским землетрясением 2 августа 2007 г., учитывая сравнительно короткий период проведения экспериментальных измерений, была достаточно редкой удачей. Дополнительные возможности для изучения особенностей проявления цунами у юго-западных берегов о. Сахалин связаны с тем, что одно из них было вызвано удаленным, а второе – близким источником.

Характеристики данного опасного явления в порту г. Холмска исследовались в работе [3] на основе оцифрованных мареограмм, содержащих записи достаточно большого числа цунами, источники которых находились как в Японском море, так и на значительном удалении в Тихом океане. Было выявлено, что во всех случаях, за исключением наиболее низкочастотного Чилийского цунами (май 1960 г.), в спектрах колебаний выделялся основной пик с периодом

около 8 мин. Этот период отвечает нулевой моде собственных колебаний уровня моря Холмской бухты, которая обычно эффективно возбуждается в бухтах с относительно узким входом [7].

Изучение периодов и пространственной структуры резонансных колебаний, обусловленных особенностями прибрежной топографии, было целью проводимых в порту г. Холмска экспериментальных измерений волновых процессов. Подобные исследования являются одной из важнейших задач при оценке риска морских опасных явлений, что необходимо для обоснования проектных решений, обеспечивающих безопасность промышленных объектов в прибрежной зоне.

Данная работа посвящена анализу особенностей проявления Симуширского и Невельского цунами у юго-западных берегов о. Сахалин.

ОРГАНИЗАЦИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ПОРТУ г. ХОЛМСКА

На рис. 1 представлена схема акватории порта г. Холмска и подходов к нему, а также расположение основных портовых сооружений.

Холмская бухта представляет собой акваторию грушевидной формы с относительно широкой ос-

новной частью и узкой удаленной (кутовой), в которой собственно и находятся основные портовые сооружения. Вход в бухту прикрыт с юга и севера волнозащитными стенками, которые оставляют свободным достаточно широкий проход. Данное обстоятельство является весьма важным для формирования в ней резонансных колебаний. В особенности это относится к нулевой моде собственных колебаний (моде Гельмгольца), имеющей узловую линию в горловине [7]. Глубина в районе горловины бухты – около 10 м. От входа к кутовой части бухты проходит фарватер, глубины в котором уменьшаются от 10 м на входе до 8–9 м в основной части акватории и до 6–7 м – в удаленной. Более мелководные зоны выделяются в районе, примыкающем к южному молу, а также вдоль северного и северо-восточного побережья бухты.

Самописец уровня моря в порту г. Холмска располагался до 1973 г. в конце паромного причала №1 (колодец мареографа был вмонтирован в причал), в настоящее время он находится в самой удаленной части бухты (рис.1).

Соединение колодца мареографа с морем посредством труб, предназначенное для подавления влияния ветрового волнения, приводит обычно к определенным искажениям и собственным колебаниям (тем более существенным, чем меньше их период и больше амплитуда). Положение измерителя в удаленной части бухты позволяет фиксировать проявление только продольных собственных колебаний – поперечные сейши, которые формируются на основной части акватории бухты, вряд ли могут быть им записаны. Эти обстоятельства будем учитывать при анализе полученных материалов.

Эксперимент начался 26 июля 2006 г. с установки в мареографном посту порта Холмск у паромного причала № 3 (рис.1) измерительного комплекса, состоящего из пьезорезонансного донного датчика гидростатического давления, кабельной линии связи, платы таймера-счетчика PCI 1780, персонального компьютера, цифровой метеостанции WS 2300 и блока бесперебойного питания.

Измерения волновых процессов в Холмской бухте осуществлялись с дискретностью 2 с, и, в связи с большим объемом поступающей информации, данные накапливались в виде суточных файлов на жестком диске компьютера. При помощи этой аппаратуры было зарегистрировано Симуширское цунами.

Кроме кабельных приборов, в настоящее время для наблюдения за колебаниями уровня используются автономные регистраторы волнения (АРВ), которые разработаны в 2004 г. с учетом накопленного

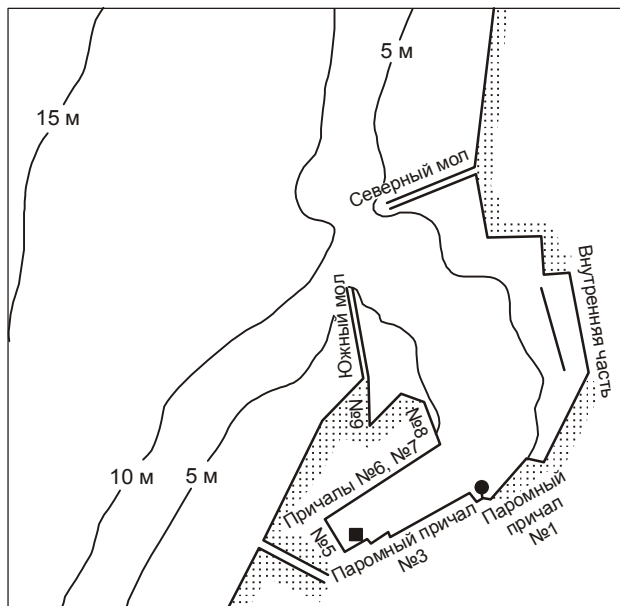


Рис. 1. Батиметрическая карта акватории порта г. Холмска и расположение основных портовых сооружений.

Место постановки автономного регистратора волнений (АРВ) – в кутовой части бухты, рядом с квадратом. Кругом указано положение мареографа до 1973 года, а квадратом – в настоящее время.

ИМГиГ опыта создания приборов аналогичного назначения в [5].

РЕГИСТРАЦИЯ ЦУНАМИ

В результате проведенных экспериментальных измерений [2, 4], в Холмской бухте дважды были зарегистрированы волны цунами, вызванные Симуширским (рис. 2) и Невельским землетрясениями (рис. 3). Данные были предварительно сглажены и приведены к дискретности 1 мин. Для этой цели использовался фильтр высоких частот с 15-точечным окном Кайзера-Бесселя (интервал 30 с) в первом и 30-точечным – во втором случае. После этого из полученных значений вычитался предвычисленный прилив – использовались четыре основные гармоники: две суточного (O1 и K1) и две полусуточного (M2 и S2) диапазона.

В случае Симуширского цунами сравнительно легко идентифицировать вступление – гребень первой волны зафиксирован в 2 ч 26 мин сахалинского зимнего времени (16 ч 26 мин 15 ноября по Гринвичу), его высота составила около 6 см. Начальный импульс был сравнительно низкочастотным, после чего

в течение примерно двух часов колебания имели выраженный циклический характер с периодом около 8 минут, который обычно выделяется в записях цунами в данном пункте [3]. Высота максимальной волны составила 17.5 см, причем она была зафиксирована существенно позже прихода первой волны, в 3 ч 54 мин. Интенсивный волновой процесс, который характеризовался весьма медленным затуханием, продолжался до конца суток, но не носил уже характер таких регулярных осцилляций. С течением времени в записи стали преобладать более низкочастотные вариации, 8-минутные колебания проявлялись время от времени, причем их интенсивность была наиболее высокой.

Для сравнения в качестве входного сигнала была рассмотрена запись колебаний уровня моря на станции Момбецу, расположенной на северном побережье о. Хоккайдо. Фрагмент записи представлен на рис. 2. Значения фиксировались с дискретностью 0.5 мин. Эти данные были любезно предоставлены нам начальником Центра цунами СахУГМС Т.Н.Ивельской, которая получила их, в свою очередь, от Японского гидрометеорологического агентства.

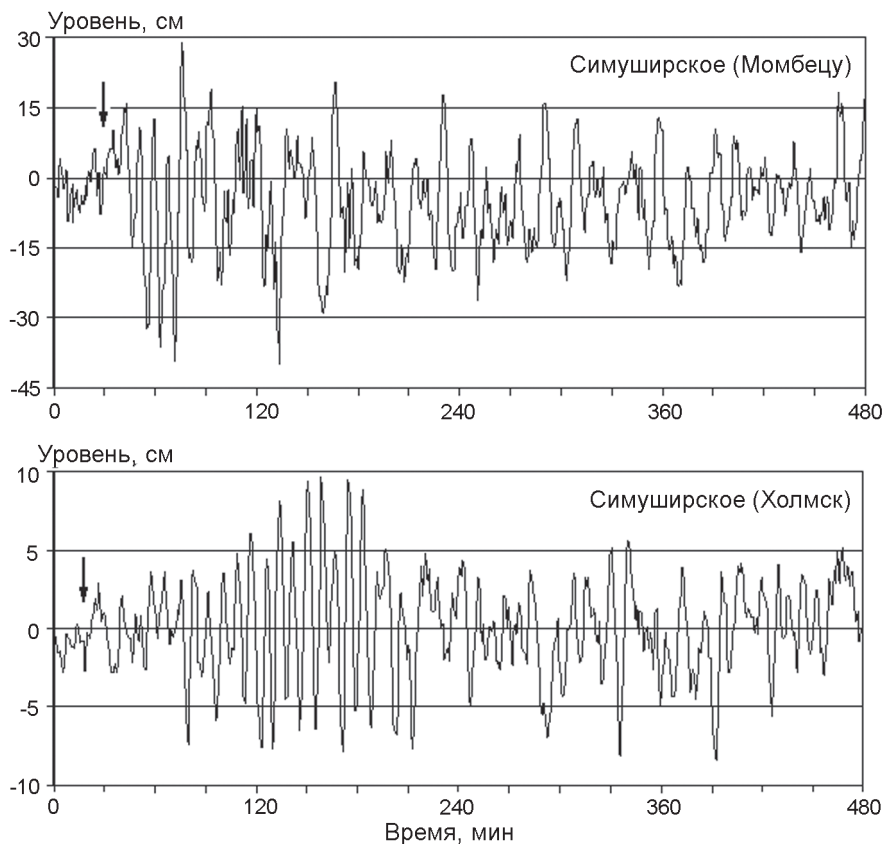


Рис. 2. Отрезки записи продолжительностью 8 часов, включающие Симуширское цунами (16.11.2006), зарегистрированное в порту г. Холмска и на станции Момбецу (северное побережье о. Хоккайдо).

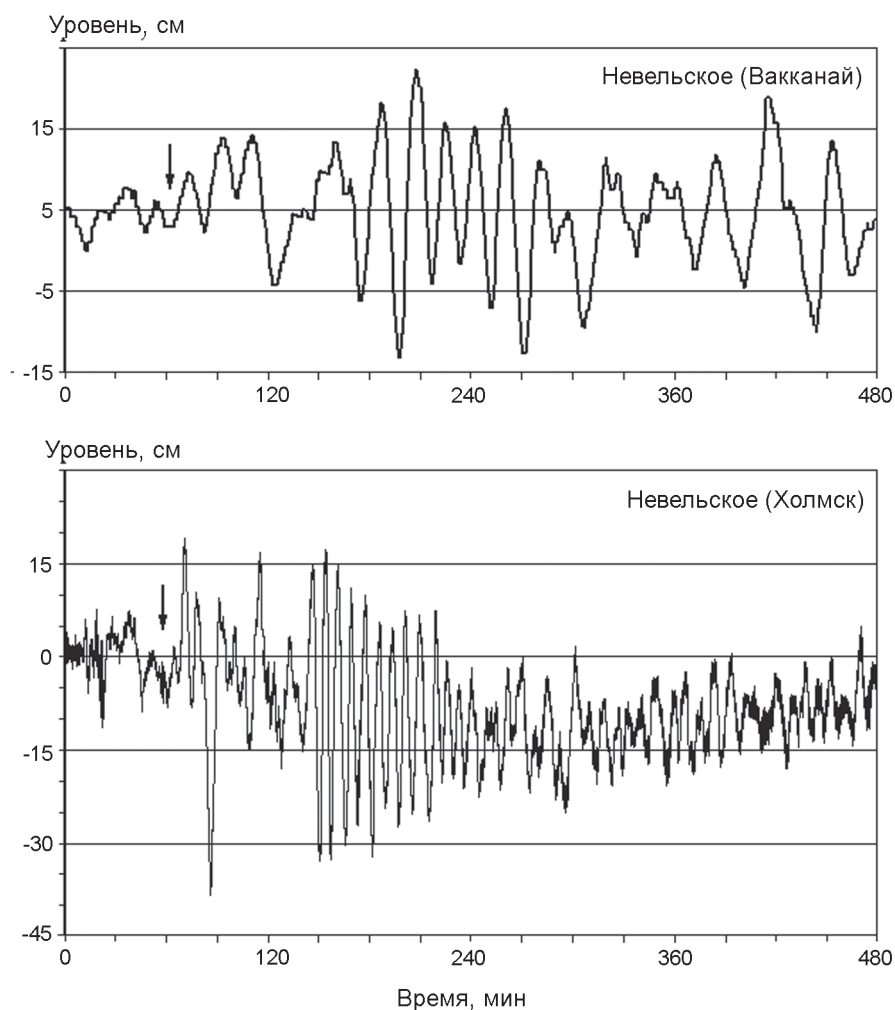


Рис. 3. Отрезки записи продолжительностью 8 часов, включающие Невельское цунами (02.08.2007), зарегистрированное в порту г. Холмска и на станции Вакканай (северное побережье о. Хоккайдо).

Здесь также легко идентифицируется вступление – высота первой волны составляла 30 см, ее гребень отмечен 15 ноября в 22 ч 46 мин по времени Японии (13 ч 46 мин GMT). Максимальная волна имела высоту 68 см и наблюдалась спустя 33 мин после прихода цунами в данный пункт. Интересно отметить, что начальный отрезок записи представляет четко выраженный цуг из четырех колебаний с периодом около 8 мин. Наиболее вероятно, именно совпадение периода этого начального пакета с резонансным периодом нулевой моды собственных колебаний уровня моря Холмской бухты и явилось причиной увеличения длительности и сравнительно большой интенсивности колебаний на этой частоте (учитывая значительное расстояние между пунктами и наблюдающееся уменьшение амплитуд волн цунами обычно при прохождении проливов). На данной станции также наблюдались продолжительные, сла-

бо затухающие колебания, более низкочастотные по сравнению с начальным отрезком, отмеченным выше.

Несколько иная картина наблюдалась при цунами, вызванном Невельским землетрясением, очаг которого находился на незначительном удалении к юго-западу от места регистрации колебаний уровня моря. Вступление волны также характеризовалось положительным импульсом. Затем, после сравнительно слабого колебания, было отмечено продолжительное понижение уровня более чем на 40 см, после чего наблюдались нерегулярные вариации, в которых можно выделить более устойчивые с периодом около 16 мин. Спустя примерно полтора часа после прихода первой волны был отмечен четкий, хорошо выраженный цуг колебаний с периодом около 8 мин, длительность которого составила более часа. Амплитуда колебаний вначале плавно убывала от 22 см до 15 см,

после чего их интенсивность резко уменьшилась и волновой процесс приобрел менее регулярный характер с преобладанием более низкочастотных колебаний.

Такое резкое изменение характера волнового процесса более чем через час после прихода первой волны может быть обусловлено либо сильным афтершоком, либо отражением волны от берега Приморья. Нужно отметить, что повторный толчок почти такой же интенсивности произошел спустя два часа после основного, то есть интервал между сейсмическими событиями был существенно больше промежутка между моментами вступления морских волн. Поскольку такую разницу во времени трудно объяснить различием в положении очагов цунами, более вероятным представляется влияние отраженной волны.

Для оценки роли данного эффекта было выполнено численное моделирование цунами, вызванного Невельским землетрясением 2 августа 2007 г. Использовался комплекс программ, разработанный В.Н. Храмушиным [6]. В качестве начальных условий задавался меридионально вытянутый очаг, пространственные размеры которого соответствовали магнитуде и глубине землетрясения (21×11 км, максимальная высота поднятия в очаге 10.5 м), с центром в координатах 46.83° с.ш. и 141.75° в.д. На расчетных волнограммах в районе Невельска и Холмска (рис. 4) четко идентифицируются максимумы интенсивности, связанные с приходом волн, отраженных от берега материка. Для обоих пунктов интервал между первой волной и отраженной составлял около полутора часов, что хорошо согласуется с данными наблюдений. В определенной степени идентичен был и сам характер волнового процесса в Холмске – на начальном отрезке преобладали существенно более низкочастотные колебания по сравнению с часовым интервалом после прихода отраженной волны. Вероятно, это связано с направленностью излучения волны, обусловленной ориентацией источника – непосредственно в сторону Холмска распространялись более длинные волны, в то время как в направлении материка – сравнительно короткопериодные. Это подтверждается при сравнении характера волнового процесса в Невельске и Холмске. В первом из них, расположенном по направлению малой оси источника, можно видеть существенно более высокочастотные колебания уровня моря. Соответственно, приход отраженных волн привел к преобладанию более высокочастотных колебаний. Отметим, что расчетная волнограмма фиксировалась в точке, расположенной вне бухты, то есть влияние собственных колебаний здесь не проявлялось.

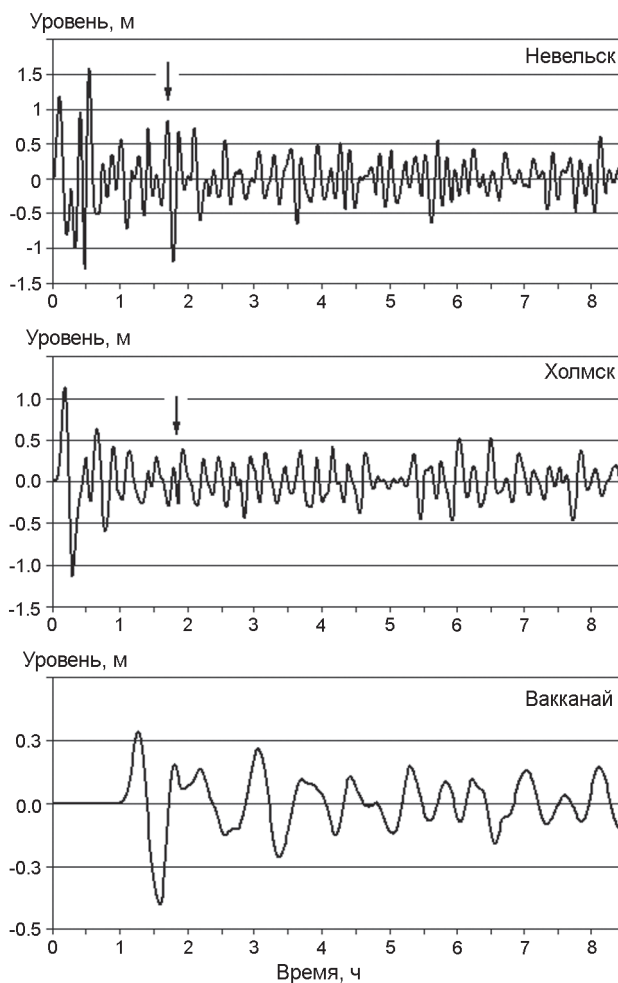


Рис. 4. Расчетные волнограммы цунами в районе Невельска, Холмска и Вакканай для первого варианта источника.

При хорошем совпадении периодов расчетных и наблюдаемых волновых процессов можно отметить, что по результатам моделирования получено превышение высот цунами по сравнению с измеренными в Холмске. На станции Вакканай соответствие было существенно лучше. Вероятно, это обусловлено слишком большим значением высоты поднятия в очаге, принятом при задании параметров модели, хотя, с другой стороны, наличие значительных заплесков цунами в районе п. Заветы Ильча (расположенного между Невельском и Холмском) указывает на то, что завышение не было очень существенным.

Достаточно качественная запись цунами была получена и на станции Вакканай (о. Хоккайдо, Япония). Здесь также отчетливо выделяются два момента усиления интенсивности волнового процесса, правда интервал между ними определить не удалось,

так как моменты вступления в обоих случаях трудно идентифицировать (рис. 3). Интересно отметить, что у берегов Хоккайдо сначала преобладали более короткопериодные волны (выделяется пуг из 6–7 колебаний с периодом около 21 мин), а затем были отмечены менее регулярные вариации с периодами 40–50 мин. Максимальный размах колебаний в обоих волновых пакетах был приблизительно одинаков и составлял около 35 см для первого и 30 см для второго. Аналогичное различие периодов прямой и отраженной волн получено и по результатам численного моделирования. Расчетные высоты волн неплохо согласуются с наблюдаемыми.

В то же время, по уточненным сейсмологическим и геодезическим данным (см. работу Василенко и др. в настоящем выпуске), при приблизительно таких же пространственных параметрах источника (20×12 км) величина вертикальных смеще-

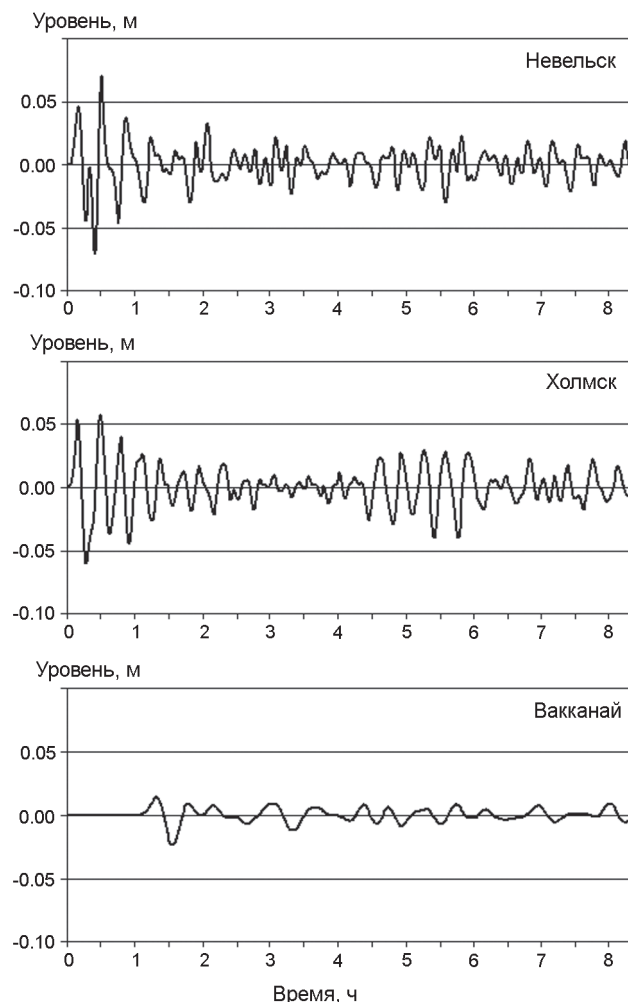


Рис. 5. Расчетные волнограммы цунами в районе Невельска, Холмска и Вакканая для уточненного варианта источника.

ний в зоне землетрясения составила всего около 0.4 м. Расчет цунами от очага с такими параметрами (рис. 5) показал гораздо худшее совпадение с наблюдениями по сравнению с первым вариантом – причем не только по высотам волн, но, что, наверное, в данном случае более существенно, и по периодам. Вероятно, из-за пологости источника, в результате моделирования получены существенно более низкочастотные колебания, и общий расчетный характер волнового процесса не соответствовал наблюдениям. Полученные результаты подчеркивают сложность процесса генерации цунами и трудность их адекватного описания при численном моделировании.

ВЛИЯНИЕ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЦУНАМИ

Выше даже при визуальном анализе записей цунами как от близкого, так и от удаленного источника была выявлена преобладающая роль колебаний с периодом около 8 мин. Это подтверждается также результатами спектрального анализа записей. На рис. 6 выделяется мощный, хорошо выраженный пик на данном периоде. Резонансные колебания на данном периоде проявились при всех зарегистрированных в Холмске цунами, включая наиболее сильное в данном районе Монеронское 1971 г. [3]. Исключение составило только Чилийское цунами (май 1960 г.), которое было существенно более низкочастотным по сравнению с другими событиями. Численное моде-

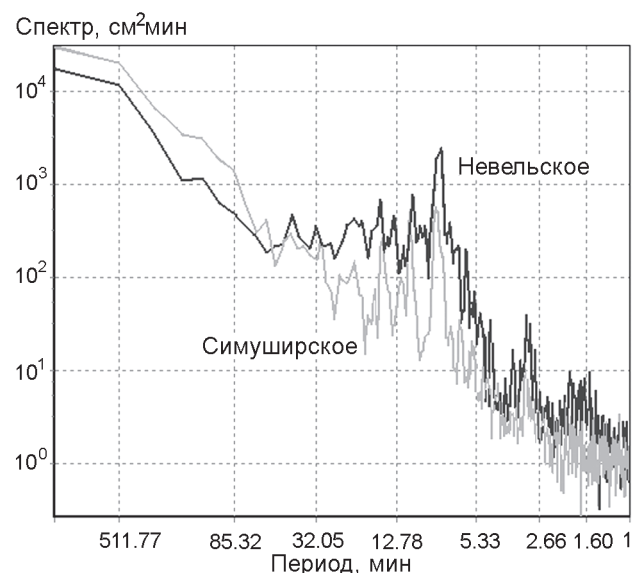


Рис. 6. Спектры цунами в бухте г. Холмска от Симуширского 15.11.06 и Невельского 2.08.07 землетрясений.

лирование показало, что время распространения длинной волны от входа в бухту до ее кутовой части составляет чуть более полутора минут. Следовательно, период первой продольной моды собственных колебаний составляет около 3 мин – соответствующий пик также выделяется в спектрах как Симуширского, так и Невельского цунами. По результатам анализа оцифрованных мареограмм этот пик не был обнаружен, что, с одной стороны, может быть обусловлено подавлением высокочастотных колебаний подводным устройством мареографа, а с другой – недостаточной точностью ручной оцифровки. В этом смысле цифровая регистрация колебаний при помощи высокочувствительного прибора предоставляет гораздо большие возможности для детального исследования особенностей волновых процессов. В частности, при Невельском цунами можно отметить заметный вклад колебаний с периодом около 1.9 мин, природа которых пока не выяснена. Возможно, они связаны с вкладом поперечных сейш в формирование волнового поля при цунами.

Период нулевой моды собственных колебаний уровня моря в бухте, по теоретическим оценкам для случая акватории с широким входом, должен составлять учетверенное время распространения волны от входа до ее кутовой части, то есть около 6.5 мин. На практике ее период всегда несколько меньше из-за различий отражения волн от берега и от открытой границы – в данном случае он составляет около 8 мин. Нулевая мода, имеющая узловую линию в горловине бухты, обычно весьма эффективно возбуждается волнами цунами – наиболее характерный в этом отношении пример представляет Малокурильская бухта, где все цунами проявлялись как усиление резонансных колебаний с периодом около 18 мин [7].

Соответственно, пики на периодах более 8 мин не могут быть связаны с резонансными колебаниями в бухте. Они могут быть следствием особенностей источника цунами (что в меньшей степени характерно для удаленного землетрясения) либо связаны с влиянием участка шельфа, прилегающего к району проведения исследований. Например, пики на периодах около 11 и 16 минут, проявившиеся в обоих цунами, скорее всего, обусловлены влиянием местного рельефа, так как предположить, что они явились результатом схождения процессов в очагах столь различных землетрясений было бы затруднительно. Исследование резонансного усиления на шельфе приходящих из открытого океана длинных волн типа цунами (явление так называемого шельфового резонанса) также представляет значительный интерес при оцен-

ке возможного воздействия морских опасных явлений на объекты, расположенные в береговой зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа записей цунами в Холмской бухте выявлены основные периоды, на которых возможно усиление приходящих из открытого моря длинных волн. Внутри бухты особенно выделяются колебания на периоде около 8 мин, отвечающие нулевой моде собственных колебаний уровня моря в бухте. В этом случае во всех точках внутренней акватории вариации уровня происходят синфазно, амплитуда плавно увеличивается от горловины бухты к ее удаленной части.

Эти колебания при Симуширском цунами доминировали на начальном отрезке записи, а при Невельском проявились спустя примерно полтора часа после прихода первой волны. Длительность колебаний этой моды в первом случае составляла около 2, во втором – около 1.5 часов.

В спектрах записей как удаленного, так и близкого цунами выделялся также четкий максимум на периоде около 3 мин, отвечающий одноузловой продольной сейше бухты, пучности которой находятся у входа в бухту и в ее кутовой части.

В результате выполненного анализа также выявлено усиление колебаний на периодах около 11 и 16 мин, обусловленных, вероятно, явлением шельфового резонанса.

Результаты численного моделирования Невельского цунами позволили объяснить необычный характер его проявления в Холмской бухте. Вначале пришли сравнительно низкочастотные волны, распространяющиеся вдоль большой оси очага землетрясения, которые не возбудили в ней резонансных колебаний. Это произошло спустя примерно полтора часа, когда юго-западного побережья Сахалина достигли волны, отраженные от берега Приморья. В направлении материка излучались более короткие волны, что и послужило причиной эффективного возбуждения нулевой моды собственных колебаний с периодом около 8 мин.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 08-0599098-р-офи “Комплексный анализ проявления природных катастроф в литосфере, гидросфере и биосфере Тихоокеанского региона”

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Душенко П.В., Ивельская Т.Н., Шевченко Г.В. Опыт использования телеметрических регистраторов уровня моря в службе предупреждения о волнах цунами // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. Петропавловск-Камчатский, 2003. № 2. С. 95–107.

2. Зайцев А.И., Ковалев Д.П., Куркин А.А. и др. Невельское цунами 2 августа 2007 года: инструментальные данные и численное моделирование // Докл. РАН. 2008. Т. 421. С.1–4.
3. Ивельская Т.Н., Храмушин В.Н., Шевченко Г.В. Мониторинг морских опасных явлений в порту города Холмск // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 146–159.
4. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Экспериментальные исследования цунами в порту г. Холмск // Изв. АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. Н. Новгород: НГТУ, 2007. Т. 20. С. 68–79.
5. Лухнов А.О., Чернов А.Г., Куркин А.А., Полухина О.Е. Проблемы создания аппаратно-программного комплекса для исследования гидродинамики шельфовой зоны // Изв. АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. Н. Новгород: НГТУ, 2006. Т. 18. С. 120–123.
6. Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.И., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 273 с.
7. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 325 с.
8. Rabinovich A.B., Lobkovsky L.I., Fine I.V. et. al. Near-source observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007 // J. Advances in Geosciences. 2008. V. 14, N 1. P. 105–116.

P.D. Kovalev, G.V. Shevchenko, D.P. Kovalev, A.G. Chernov, D.Ye. Zolotukhin

Simushir and Nevelsk tsunamis registration in the port of Kholmok

The analysis of the Simushir (November 16, 2006) and Nevelsk (August 2, 2007) tsunami records obtained by bottom pressure gauge in Kholmok Bay was carried out. The dominant role of the zero mode of eigen oscillations in the bay in the process of wave field formation was shown: in the initial record interval in the case of the remote tsunami source, and an hour and a half after the first wave in the case of the close tsunami. Numerical modeling showed that in the case of the Nevelsk earthquake with the meridional elongation of the source, the longer waves propagated in the direction of Kholmok, and they did not generate eigen oscillations of the bay. These oscillations were generated an hour and a half later, when the shorter waves reflected from the Primorye coast arrived.

Key words: tsunami, earthquake, wave field, Sakhalin Island.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕВЕЛЬСКОГО (02.08.2007, М~6.1)
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ*****В.Л. Ломтев, М.Г. Гуринов****Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

В данной статье представлены материалы полевого обследования и изучения прибрежных тектонических деформаций Невельского цунамигенного землетрясения (02.08.2007, М~6.1) в августе-сентябре 2007 года. В результате землетрясения подняты на 0.5–1.5 м и частично осушены южный, центральный и северный бенчи, а также сформированы продольные структурные гряды мористее Ловецкой бухты. В рамках новой модели строения Камышового (Западно-Сахалинского) антиклинория Сахалина как структуры четвертичного или среднечетвертичного корового срыва обсуждается возможная связь землетрясения с медленным гравитационным сползанием или крипом верхней коры на его западном склоне, местами с выдавливанием невелиских алевролитов среднего миоцена.

Ключевые слова: коровый срыв, антиклинорий, землетрясение, крип, тектонопара, шельф, Южный Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Невельское землетрясение произошло днем 2 августа 2007 г. на сахалинском шельфе Татарского пролива мористее порта Невельск (рис. 1–9). По данным Сахалинского филиала Геофизической службы РАН, его магнитуда составила 6.1 при глубине очага 12 км, то есть очаг образовался в верхней части континентальной коры, имеющей на Сахалине мощность 35–40 км [23]. По типу смещения это был меридиональный взброс с падением сместителя на восток под углом 67°. Землетрясение сопровождалось почти мгновенным подъемом абразионного шельфа (в эпицентре, вероятно, на несколько метров, рис. 2), волнами цунами высотой до 2–3 м [9, 13], несколькими ощутимыми афтершоками, массовым выходом метана на акватории порта, деформацией зданий в прибрежной части города (более 200 из них рекомендованы спецкомиссией к сносу), построенных на отсыпных, неравномерно обводненных грунтах (В.П. Мясников, личное сообщение, 3.08.2007 г.). К югу от Невельска вплоть до Горнозаводска и Шебунино обнаружены многочисленные камнепады, осыпи, открытые трещины на дорогах, значительные деформации железных дорог и автомобильных мостов, деревянных домов и дачных домиков, реже оползни на горных склонах (рис. 5а; [24]). Часть разрушений, по данным опроса местных жителей, была вызвана не

столько главным толчком, сколько несколькими сильными афтершоками того же дня [24]. Зафиксировано вращение по часовой стрелке трех блоков памятника погибшим рыбакам высотой около 3 м на горном склоне, с уменьшением амплитуды поворота кверху от 4 до 1 см (рис. 5б, 7д). В то же время, монолитные памятники Ленину и Невельскому, стоящие внизу на главной улице города, совершенно не пострадали. Со времени Монеронского землетрясения (6.09.1971, $M = 7.3$) здесь не было местных цунами [7, 9]. Невельское событие позволяет снизить общепринятый порог $M = 7$ для цунамигенных землетрясений, поскольку оно сопровождалось от одной до трех волн цунами высотой 0.8–3.2 м, возникших на необычно малых, шельфовых глубинах.

Обследование 6 сентября было дополнено рекогносцировочным промером с надувной резиновой лодки с подвесным мотором и непрерывной GPS-привязкой (Д.Н. Козлов, Р.В. Жарков, ИМГиГ ДВО РАН [9, 13, 24]) и сопоставлено с моделью четвертичной тектоники и коровой сейсмичности Сахалина [16].

ТЕКТОНИКА РАЙОНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

На тектонической карте Сахалина район Невельского землетрясения относится к ЮЗ подводной континентальной окраине Сахалина, образованной

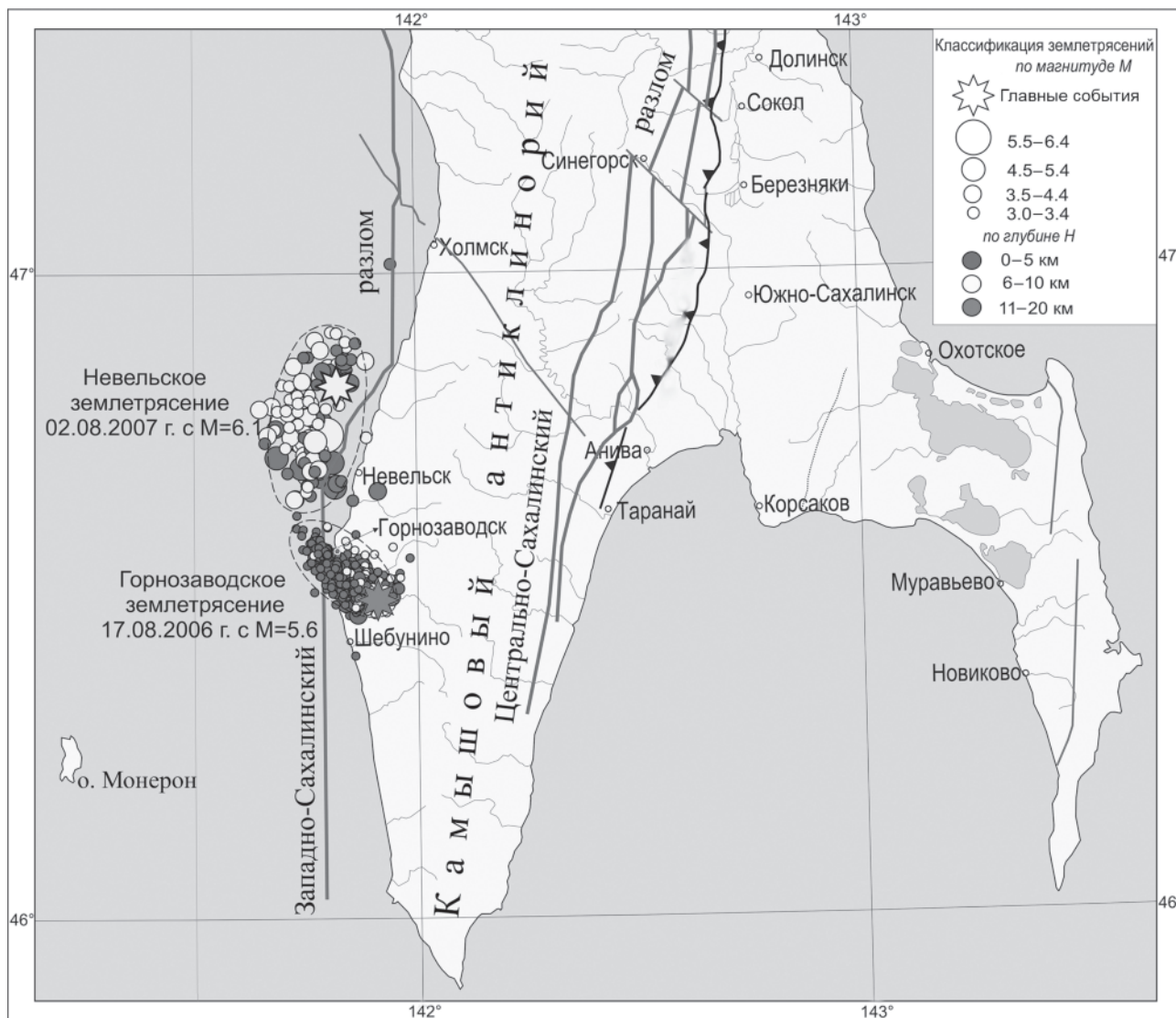


Рис. 1. Положение эпицентров Горнозаводского и Невельского землетрясений и их афтершоков (по данным Сахалинского филиала ГС РАН) и главных разломов Южного Сахалина (по материалам А.И. Кожурина).

Фронт аккреции в основании восточного склона Камышевого антиклинория выделен сплошной линией с треугольниками.

западным склоном Камышевого (Западно-Сахалинского) антиклинория [5, 6, 14, 17]. Это среднечетвертичное [10] инверсионное поднятие (ороген или Западно-Сахалинские горы) возникло в депоцентре неогенового краевого прогиба между горными сооружениями Сихотэ-Алиня и Восточного Сахалина в сахалинскую эпоху складчатости и орогенеза [14–16, 25]. В широтном сечении антиклинорий представляет собой крупную мегамоноклиаль с относительно крутым и коротким восточным склоном высотой до 1 км. Ранее его рассматривали как штамповый горст-антиклинорий [21] или присдвиговый ороген, возникший в условиях субширотного сжатия [20 и др.].

По В.Л. Ломтеву и др. [16], Камышовый антиклинорий формирует фронт крупной Западно-Сахалинской коровой тектонической пластины, сорванной к востоку по деколlementу границы Мохо и ограниченной Центрально-Сахалинским (Тынь-Поронайским) взбросо-надвигом западного падения (рис. 1, 3). Е.М. Смехов [22] считал его одним из двух главных продольных надвигов Сахалина. По Т.К. Злобину [7], Центрально-Сахалинский разлом проникает в астеносферу и разделяет Охотскую (Охотоморскую) и Амурскую литосферные плиты. Современная мелкофокусная (коровая) сейсмичность Камышевого антиклинория и асейсмичность подстилающей верх-

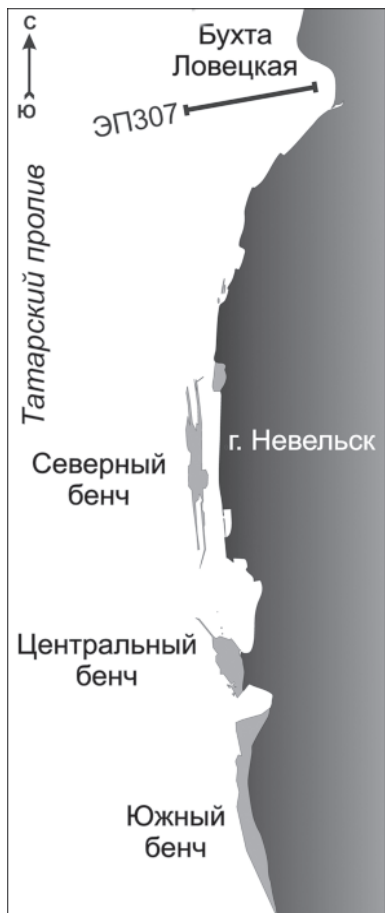


Рис. 2. Схема новообразованных невелинских бенчей (отмечены серым цветом) масштаба 1:87 000 с эхо-профилем №307 в Ловецкой бухте.

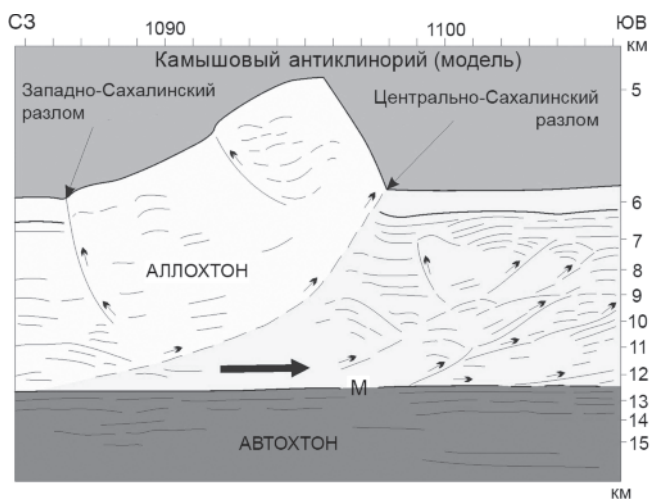


Рис. 3. Глубинный разрез МОГТ в зоне дивергентного внутрикорового срыва в СЗ Пацифике с надвиговой моноклиальной грядой – модель Камышового антиклинория Сахалина (по материалам В.Л. Ломтева и В.Н. Патрикеева, ИМГиГ).

Жирной стрелкой показано направление срыва аллохтона.

ней мантии [19] показывают, что Центрально-Сахалинский разлом и упомянутые плиты являются коровыми структурами. Горизонтальное смещение по разлому невелико и, вероятно, не превышает 5–10 км [17, 18]. Смещение кровли меловых пород в сравнении со смежными прогибами достигает 3–5 км [4, 5, 8, 18]. Висячее крыло Центрально-Сахалинского разлома слагают плотные осадочные породы мела, поэтому его надвигание сопровождается аккрецией осадочных отложений кайнозоя и образованием узкой (несколько км) аккреционной призмы в основании восточного склона [10, 18].

Западный, пологий склон антиклинория и прилегающий шельф сложены осадочными отложениями неогена и палеогена общей мощностью до 2–5 км, в которых картируются многочисленные складки, нередко сопряженные с крутопадающими разломами [2, 5, 17, 20, 21, 25]. Однако есть и отличия. Так, высота шельфовых антиклиналей достигает нескольких километров, их своды абрадированы (бенч, точнее шельфовое абразионное плато, рис. 4), а оси не закартированы в полосе прибрежного мелководья с рифами, что позволяет считать их полускладками. Эти особенности строения установлены по материалам площадных съемок МОГТ на Гавриловской и других антиклиналях, разбуренных 11 скважинами ДВМУР-БА при поисках залежей углеводородов [5, 25]. Формирование складок связывали с молодыми правосторонними сдвигами по Западно-Сахалинскому глубинному разлому [15]. Отсутствие подобной (эшелонированной) системы полускладок СЗ простирается на восточном склоне Камышового антиклинория и почти идеальная стратификация кайнозойского чехла на их крыльях на профилях МОГТ указывают на его медленное гравитационное сползание (крип) на западном склоне антиклинория. Шельфовые разломы сопряжены с полускладками и относятся к тыловым, или т.н. ретроразломам сжатия с крутыми сместителями восточного падения (рис. 4). Поэтому Западно-Сахалинский прибрежный глубинный разлом [6, 17], вероятно, представляет собой дуплекс или систему сопряженных разломов, в которой тыловой разлом (взброс) круче фронтального (надвиг) (рис. 4). Таким образом, Невельское землетрясение и меридиональный рой его афтершоков связаны с подвижками верхней коры именно в зоне этого дуплекса (рис. 1).

В структуре молодого и сейсмоактивного Камышового антиклинория Сахалина установлены покровный и гравитационный стили строения восточного и западного склонов, соответственно. Встречное падение Центрально-Сахалинского и Западно-

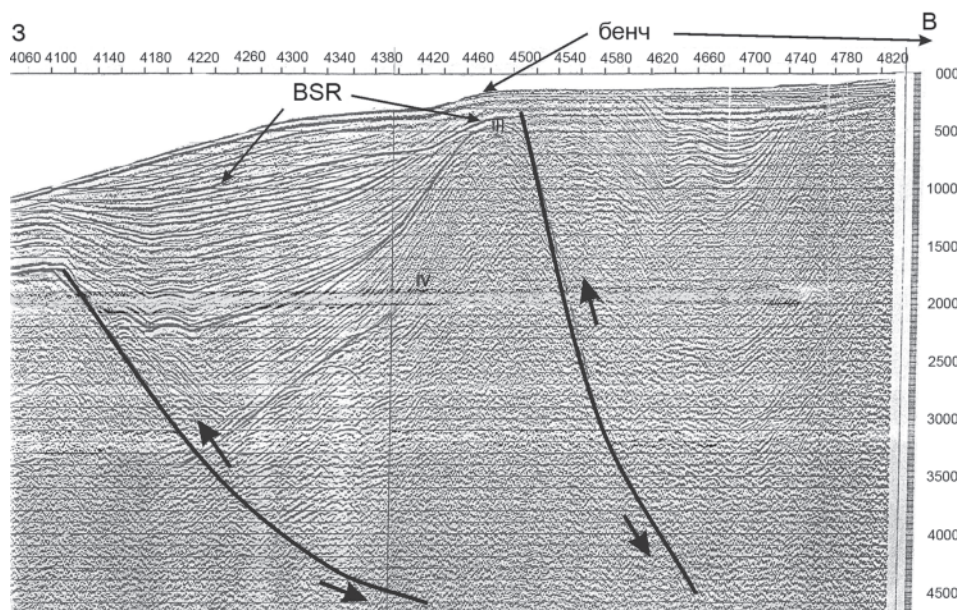


Рис. 4. Фрагмент широтного временного разреза МОГТ №11 на ЮЗ подводной окраине о. Сахалин [2].

BSR – отражающая граница в подошве слоя газогидратов; III, IV – сейсмокомплексы осадочного неогена; линии со стрелками – сместители взбросо-надвигов и смещения по ним. Цуг плоских отражений, секущий складки, образован волнами-помехами, кроме верхнего (бенч). По вертикали – секунды двойного пробега с шагом 0.1 с, по горизонтали – гидроточки ОГТ с шагом 40 точек/км.

Сахалинского разломов указывает на его дивергентное строение, характерное для орогенов в зонах сжатия коры, по В.Е. Хайну [26]. Поскольку Камышовый антиклинорий маркирует фронт срыва крупной коровой пластины [16], то в качестве его натурной модели принята моноклиальная надвиговая чешуя высотой 1 км из зоны дивергентного внутрикорового срыва на ложе СЗ Пацифики (рис. 3). Горнозаводское землетрясение 17.08.2006 г. на глубине 18 км и с $M = 5.6$, в очаге которого произошел взброс по плоскости, тяготеющей к зоне Центрально-Сахалинского фронтального разлома [11], очевидно можно рассматривать как своеобразный сеймотектонический триггер Невельского землетрясения в зоне тылового Западно-Сахалинского разлома (рис. 1). Если это так, то эти главные разломы Камышового антиклинория уместно объединить в тектонопару, в которой тыловой разлом, в отличие от фронтального связан с крипом кайнозойского чехла и подстилающей верхней коры, сложенной, вероятно, мезозойскими и палеозойскими породами. Заметим также, что Центрально-Сахалинский разлом в отличие от Западно-Сахалинского вскрывает всю кору, выходя к деколlementу границы Мохо. Пересекаются ли на глубине (в средней части земной коры?) их сместители, пока неясно, и эта проблема требует изучения. Другая проблема связана с оценкой реального, и вероятно, ограничен-

ного масштаба правосдвиговых смещений по разломам Западно-Сахалинского шельфового дуплекса.

СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА

Большой интерес представляет почти мгновенное сейсмогенное воздымание трех прибрежных участков скального дна (бенчи), сложенных крутопадающими к западу пластами алевролитов невеличской свиты среднего (раннего [5]) миоцена, частью кремнецветных [6]. Они заметно нарастили территорию Невельска, вытянутого узкой полосой на 10 км к югу от устья реки и бухты Ловецкой. Это приращение – новый факт в современной геологической истории Сахалина, площадь которого из-за абразии берегов сокращается [1, 24]. Очевидцы отмечают, что сток воды с центрального бенча происходил к берегу и так быстро, что кочегары ближайшей котельной сразу после его осушения собрали здесь два мешка свежей рыбы. Кроме того, корму траулера, стоявшего у причала крайним с юга в ряду судов и отшвартованного вторым бортом, мощное стоковое северное течение отвернуло к СЗ примерно на 45° .

Южный бенч (рис. 2, ба, б). Примыкает к южной окраине Невельска, где узкой (200–250 м) полосой протянулся на 2.3 км мористее прежнего берега, почти везде защищенного волноотбойной стенкой

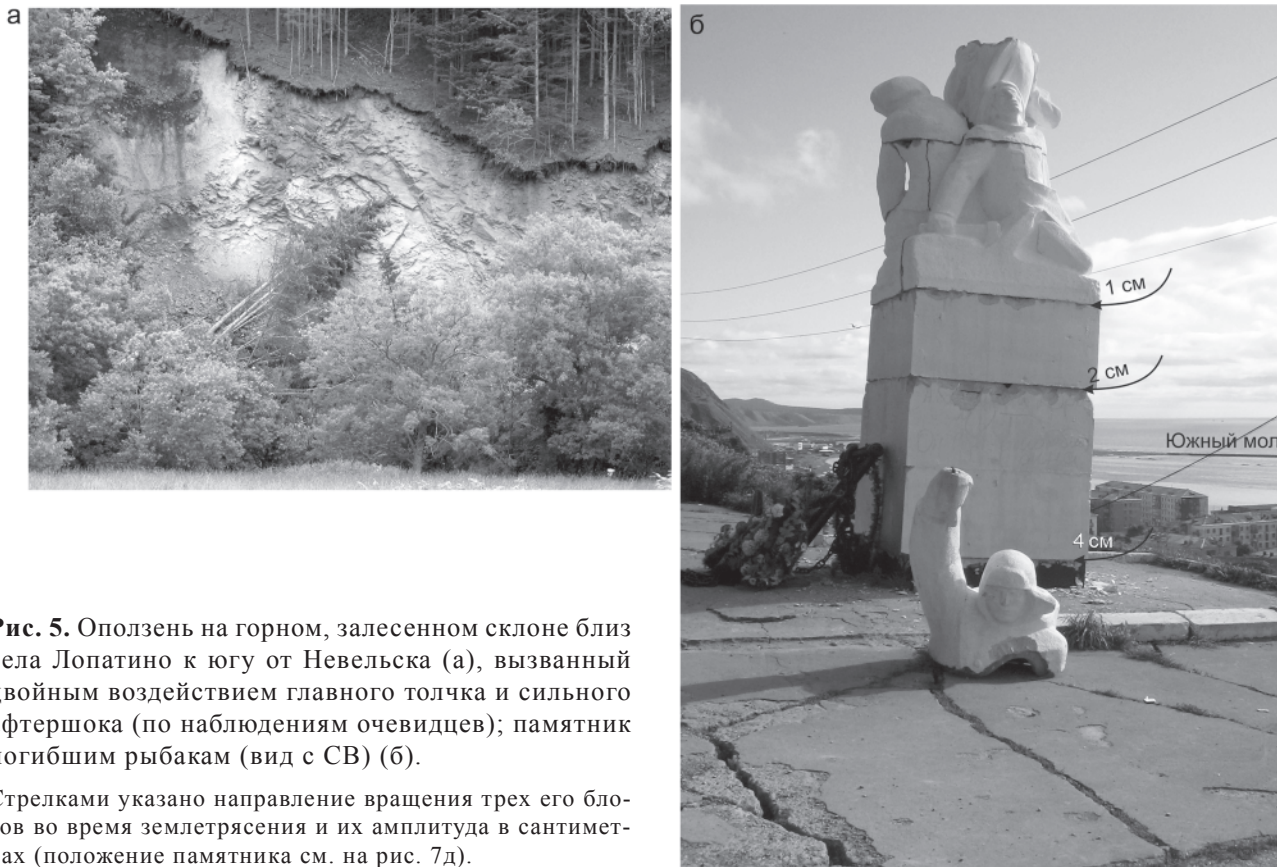


Рис. 5. Оползень на горном, залесенном склоне близ села Лопатино к югу от Невельска (а), вызванный двойным воздействием главного толчка и сильного афтершока (по наблюдениям очевидцев); памятник погибшим рыбакам (вид с СВ) (б).

Стрелками указано направление вращения трех его блоков во время землетрясения и их амплитуда в сантиметрах (положение памятника см. на рис. 7д).



Рис. 6. Южный плоский, притопленный бенч.
а – начало (южный выезд из Невельска), б – средняя часть.

(рис. 6а). Бенч имеет горизонтальную поверхность, срезающую выходы пластов алевролитов невеличской свиты и ограниченную со стороны моря крутым уступом. Он слегка драпирован осадками с многочисленной ракушкой и редкими валунами. Во время землетрясения 2 августа южный бенч был поднят на 0.5–1 м до уровня моря и частью притоплен (рис. 6б).

При штормовых нагонах он затопляется с увеличением глубин до ~0.5 м. При визуальном осмотре здесь не обнаружены свежие сейсмогенные трещины или разломы, что указывает на блоковый характер деформации скального основания, сложенного невеличскими алевролитами. Их пласты ориентированы на СЗ под острым углом к простиранию берега и в

полосе современного пляжа погребены под его песчаными наносами мощностью более 1 м (рис. 6а). В месте их выхода на берег последний меняет свою ориентировку с субмеридиональной (к северу) на юго-западную (к югу). Важно отметить спокойный, не нарушенный землетрясением контакт южного бенча с прежним песчаным берегом и защищающей его от размыва волноотбойной стенкой.

Центральный бенч (рис. 2, 7а–д). Располагается мористее небольшого выступа песчаного берега в южной части Невельска близ устья р. Казачки. В плане он вытянут к СЗ на 750 м при ширине до 250 м. На его окончании в послевоенное время был построен

южный мол длиной 300 м (известная лежка сивучей), поднятый (судя по уровню, на котором он зарос морской капустой) на 1–1.5 м (рис. 7а). Центральный бенч имеет ровную поверхность, выступающую на 0.5–0.8 м над уровнем моря у внешнего, западного края, и почти незаметный уклон к берегу. Она срезает крутопадающие к западу пласты невелиских алевролитов и местами слегка драпирована наносами (прибрежная часть бенча) и матами из морской капусты (рис. 7б–г). При спокойном море центральный бенч полностью осушен, но при штормовых нагонах может частично или полностью покрываться тонким слоем воды. При визуальном осмотре обнаружены

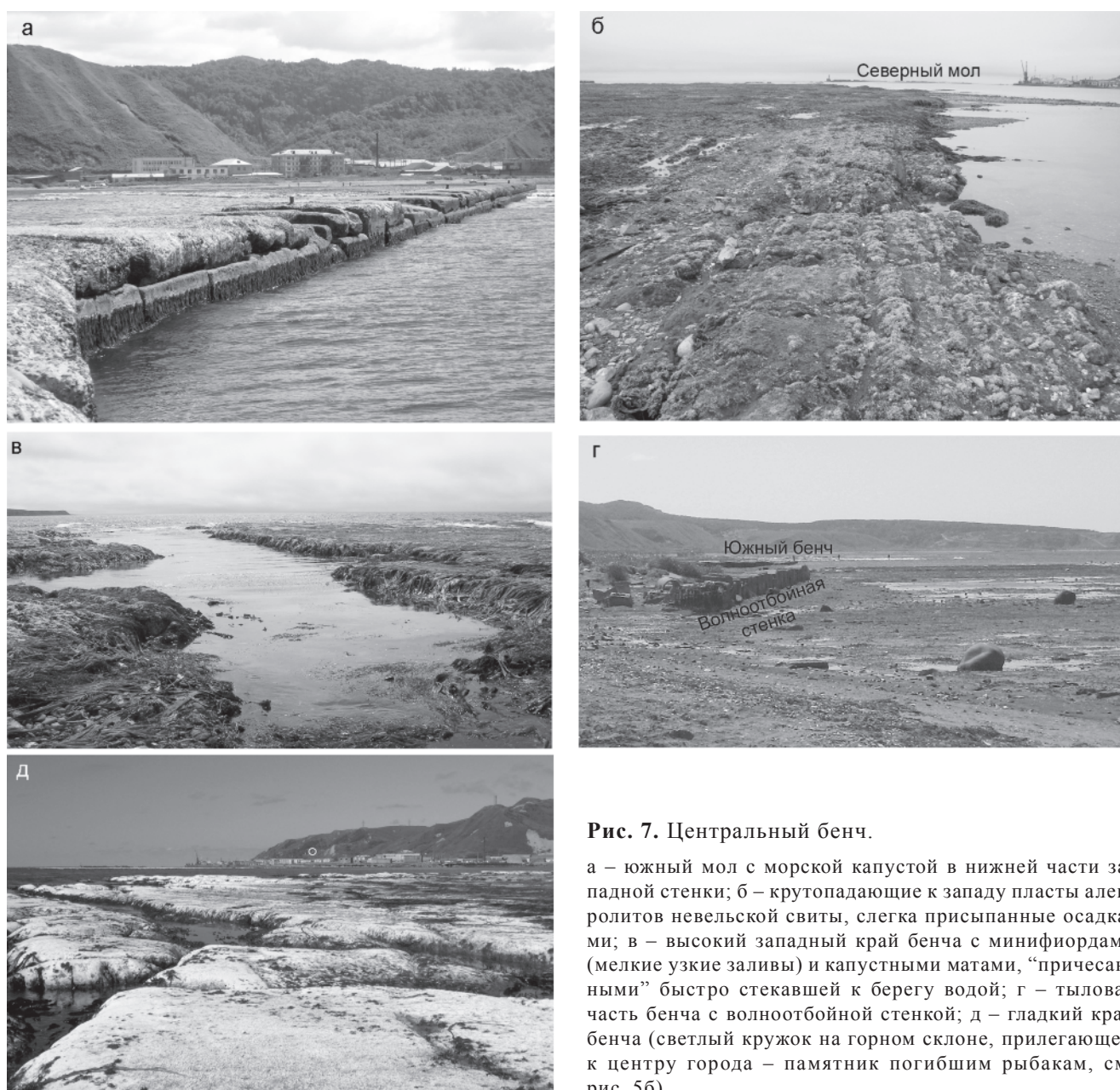


Рис. 7. Центральный бенч.

а – южный мол с морской капустой в нижней части западной стенки; б – крутопадающие к западу пласты алевролитов невелиской свиты, слегка присыпанные осадками; в – высокий западный край бенча с мини-фиордами (мелкие узкие заливы) и капустными матами, “причесанными” быстро стекавшей к берегу водой; г – тыловая часть бенча с волноотбойной стенкой; д – гладкий край бенча (светлый кружок на горном склоне, прилегающем к центру города – памятник погибшим рыбакам, см. рис. 5б).

несколько выходов метана вдоль северного края бенча, шхерный, местами фиордовый, облик его западного и северного краев (рис. 7в, д), почти идеальная гладкость западного края в полосе шириной первые десятки метров, природа шлифовки (плавучие льды?) которой неясна ввиду отсутствия наносов. Здесь также нет крупных свежих сейсмогенных трещин или разломов, в том числе на молу, что указывает на блоковый характер подвижек скального основа-

ния. Поскольку палеоглубины, по данным опрошенных местных рыбаков, на внешнем крае бенча не превышали 1 м, следовательно, амплитуда его сейсмогенного воздымания превысила 1.5 м. Здесь, как и южнее, наблюдается спокойный, не нарушенный землетрясением контакт центрального бенча с берегом, укрепленным волноотбойной стенкой (рис. 7г).

Северный островной бенч (рис. 2, 8 а–д). Судя по полосе морской капусты на нижней части вос-

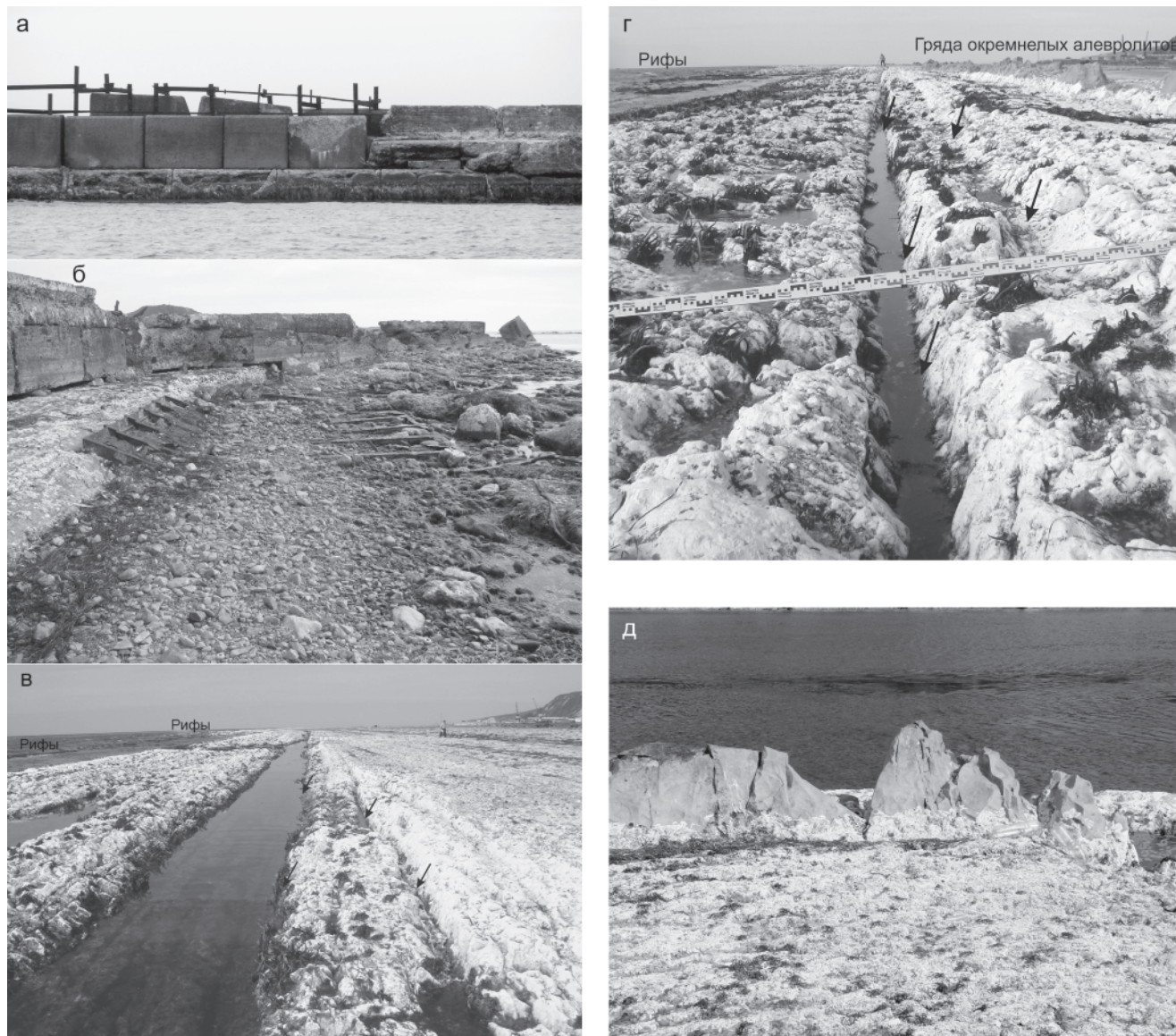


Рис. 8. Северный островной бенч.

а – северный довоенный и частично укрепленный бетонными кубами мол с морской капустой на его восточной стенке (снято с буксира, любезно предоставленного капитаном порта Невельск, с расстояния около 20 м); б – узкий пляж вдоль западной стенки мола; в – ложбинно-грядовый микрорельеф бенча, образованный крутопадающими пластами невельских алевролитов, местами смещенных на 0.5–1 м по падению межпластовыми сбросами (их направление показано стрелками здесь и на рис. 8г); г – панорама бенча к северу с рифами слева, грядой окремнелых алевролитов высотой до 1 м справа и продольной трещиной шириной 10 см в центре, связанной с межпластовым сбросом; д – деталь строения гряды окремнелых алевролитов с острым, трещиноватым гребнем.

точной стенки полуразрушенного северного мола, узкому пляжу вдоль восточной стенки мола в его южной части и осушению значительной площади прилегающего скального дна, этот участок бенча возник после землетрясения 2 августа в результате сейсмогенного поднятия на 1–1.5 м (рис. 8 а, б). Протяженность острова с севера на юг достигает 2 км при ширине до 150–210 м (рис. 8 в, г). С западной стороны он почти недоступен из-за рифов, местами с выходами пластов окремнелых алевролитов с острыми режущими краями (рис. 8 г, д). Рельеф бенча – ложбинно-грядовый с двумя крупными, но неглубокими (до 1–1.5 м) заливами. Пласты невеликих алевролитов здесь также круто падают к западу и в рельефе четко выделяются из-за отсутствия наносов. Наиболее крупные гряды имеют высоту до 1 м и связаны, вероятно, с межпластовыми сбросами и, отчасти, с выходами прочных окремнелых алевролитов (рис. 8 г, д). Валунно-галечные осадки обнаружены лишь у западной стенки мола, где они слагают узкий пляж (рис. 8б). На подводном продолжении острова к северу эхопрофилем № 307 обнаружены продольные структурные гряды, частью перегораживающие выход из Ловецкой бухты и связанные, видимо, с выжиманием невеликих алевролитов при крипе (рис. 2, 9). Высота гряд достигает 10 м, что на порядок выше амплитуды сейсмогенного поднятия невеликих бенчей (см. выше). Следовательно, они возникли задолго до 2.08.2007 г., что важно подтвердить при их водолазном обследовании, включая и скальную гряду высотой более 6–8 м с многочисленными подводными и надводными рифами, перегораживающую соседнюю (в 4 км к северу) Ясноморскую бухту, обнаруженную во время промера 6 сентября.

На акватории Невельского порта максимальные (до 7.3 м) глубины дна в восточной части, по данным батисъемки 6 сентября и попутного промера с траулеров (данные капитана порта), не изменились после землетрясения, хотя именно здесь наблюдался массовый выход метана 3 августа. Однако во время батисъемки здесь были лишь отдельные струи, а максимум газовыделения наблюдался на выходе из порта (фарватер между северным и южным молами, ограниченный створными знаками). Метан, вероятно, связан с угольными и/или нефтяными пластами (вскрыты Ловецкой поисковой скважиной, пробуренной в долине одноименной реки в 4 км от ее устья). Наличие газа в придонном осадочном разрезе близ края шельфа ЮЗ Сахалина, сло-

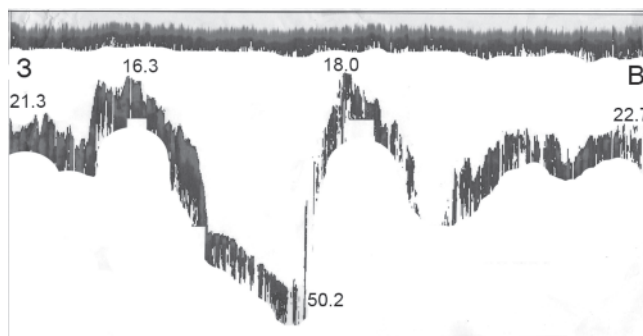


Рис. 9. Эхограмма №307 прибрежного промера 06.09.2007 г.

Глубины дна – в футах, положение эхопрофиля – на рис. 2.

женном в основном переотложенными продуктами его абразии, фиксирует известная в сейсморазведке МОВ отражающая граница BSR (bottom-simulating reflector [23 и др.]) в подошве слоя газогидратов на профиле МОГТ №11 (рис. 4). Последние в Татарском проливе впервые были обнаружены в придонных осадках мелкой скважиной ДВМИГЭ на Изыльметьевской газовой площади его сахалинского шельфа близ п-ова Ламанон [12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные деформации Невельского цунамигенного землетрясения 2 августа 2007 г. охватили юго-западный шельф Сахалина и прибрежное мелководье. Здесь подняты на 0.5–1.5 м и почти осушены три участка скального дна (южный, центральный и северный бенчи близ порта Невельск). В рамках новой тектонической модели Камышового антиклинория [16], землетрясение, вероятно, было связано с медленным гравитационным сползанием (крип) кайнозойского осадочного чехла и подстилающей верхней коры на его западном склоне. Местами крип сопровождался выжиманием алевролитов невеликой свиты, формирующих меридиональные подводные гряды мористее Ловецкой и Ясноморской бухт. Сравнение аэрофотоснимков, сделанных до и после землетрясения, показало, что бенчи повторяют контуры приподнятых ранее участков мелководья (т.н. банки). Следовательно, подвижки верхней коры при Невельском землетрясении происходили в рамках сложившегося тектонического плана, т.е. унаследованно. Отметим также устойчивость бенчей к абразии, которая обусловлена отсутствием наносов, особенно валунно-галечных, литологией осадочных пород невеликой свиты (прочные, частью окремнелые алевролиты), и крутым уступом по внешнему краю юж-

ного и центрального бенчей. Тектонический сценарий Невельского землетрясения можно видеть в материалах наблюдений сетей донных и береговых сейсмографов роя афтершоков верхнекорового землетрясения в 2007 г. (М 6.9) на тыловом, япономорском шельфе Центрального Хонсю, где главный сейсморазрыв представлял собой взброс, падающий к востоку [27].

Настоящая работа частично поддержана грантами РФФИ 05-05-64733, 08-05-01096 и ДВО 06-1-ОНЗ-106, 06-1-П16-09.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны В.М. Кайстренко (ИМГиГ), Н.А. Урбан (СФ ГС РАН), Т.Н. Ивельской (Сахцентр цунами), Н.Г. Разжигасовой (ТИГ, Владивосток), С.А. Чиркову (ИВиС, Петропавловск-Камчатский), П.Ю. Королеву (ИМГиГ) за совместную работу по обследованию зоны Невельского землетрясения и фотографии, представленные в статье. Особую признательность следует выразить вице-мэру Невельского района В.П. Мясникову, сопровождавшему и консультировавшему сотрудников ИМГиГ ДВО РАН и СФ ГС РАН во время обследования, проявившему неподдельную заинтересованность в успешном изучении этого знакового события в современной тектонической истории Западной Пацифики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас береговой зоны Сахалина. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2002. 57 с.
2. Балабко Г.Ф., Ефременков А.Ф., Еремина Г.Ф. и др. Комплексные региональные исследования в южной части Татарского пролива (объект 17/78). Южно-Сахалинск: Тихоокеан. морская геол.-геофиз. нефтегазовая экспедиция, 1979. 197 с.
3. Викулин А.В. Упругие волны крутильной поляризации в литосфере // Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер»: Материалы докладов. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2007. С. 136–140.
4. Волгин П.Ф., Корнев О.С., Васюк Б.С. К перспективам нефтегазоносности прогиба Анива о. Сахалин // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 67–75.
5. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток, 2004. 219 с.
6. Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 431 с.
7. Злобин Т.К. Динамика сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений Сахалина и Курил. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2005. 137 с.
8. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.
9. Кайстренко В.М., Ломтев В.Л., Урбан Н.А. и др. Невельское цунами 2 августа 2007 года // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: Тез. докл. междунар. симпоз. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 133.
10. Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части острова Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 50–57.
11. Левин Б.В., Ким Чун Ун, Тихонов И.Н. Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 года на юге о-ва Сахалин // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 102–108.
12. Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности непрерывного сейсмодофирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 107–119.
13. Ломтев В.Л., Кайстренко В.М., Андреева М.Ю. и др. Особенности тектонических деформаций при Невельском (02.08.2007 г.) цунамигенном землетрясении (М~6.1) // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: Тез. докл. междунар. симпоз. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 43.
14. Ломтев В.Л., Кононов В.Э. Проблемы тектоники Северо-Татарского трога // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 1. С. 227–228.
15. Ломтев В.Л., Круляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития в неогене и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63–69.
16. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Чун Ун. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестн. ДВО РАН, 2007. № 4. С. 64–71.
17. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
18. Паровышний В.А. Надвиговые системы в кайнозойских прогибах Чукотки и Сахалина: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2005. 23 с.
19. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 104 с.
20. Рождественский В.С. Тектоническое развитие острова Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 42–51.
21. Сергеев К.Ф. О тектонической природе поднятия Западно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 75–83.
22. Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. М.: Гостоптехиздат, 1953. 321 с.
23. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.
24. Урбан Н.А., Фокина Т.А., Коваленко Н.С. и др. Макросейсмические проявления Невельских землетрясений 2 августа 2007 года (препринт). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 60 с.

25. Чуйко Л.С., Куделькин В.В., Карпей Т.И. и др. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск: Трест "Дальморнефтегеофизика", 1988. 284 с.
26. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Наука, 1971. Т. 1. 548 с.
27. Sato H., Iwasaki T., Kanazawa T. et al. Characterization of the 2007 Noto Hanto earthquake, Central Japan: insights from seismic profiling, aftershock observations, and co-seismic crustal deformation // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 2007. P. 369–379.

V.L. Lomtev, M.G. Gurinov

Tectonic conditions of Nevelsk earthquake (August 2, 1007, M~6.1)

The paper offers data of field investigation and study of coastal tectonic deformations of the August 2, 2007, M~6.1 Nevelsk tsunamigenic earthquake in August-September, 2007. As a result, the southern, central and northern benches were uplifted for 0.5-1.5 m and partly drained. Also, structural ridges, seaward of Lovetskaya Bay, formed. On the basis of the new model of Kamyshovy (West-Sakhalin) anticlinorium as a structure of Quaternary or Middle Quaternary crust shear, possible relation of the earthquake to slow gravitational creep or creep of the upper crust at its western slope accompanied with squeezing of Middle Miocene Nevelsk siltstones is discussed.

Key words: crust shear, anticlinorium, Nevelsk earthquake, creep, tectonopair, shelf, South Sakhalin.

**ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СИМУШИРСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
15 НОЯБРЯ 2006 г. ($M_w = 8.3$) И 13 ЯНВАРЯ 2007 г. ($M_w = 8.1$) И ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДНИХ КУРИЛ**

Т.К. Злобин, А.Ю. Полец

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

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Сопоставлены данные о катастрофических землетрясениях с магнитудой 8.3 и 8.1, произошедших 15.11. 2006 г. и 13.01. 2007 г., соответственно, в районе о. Симушир, с результатами наземно-морских глубинных сейсмических исследований методами ГСЗ, КМПВ, МОВЗ, МОВ в районе Средних Курил. На основе этого рассмотрены и строение земной коры, и очаговые зоны этих землетрясений. Установлено, что очаг главного толчка первого землетрясения располагался на перегибе сейсмофокальной зоны под приостровным склоном желоба на внешней стороне погружающейся литосферной плиты в резко воздымающемся гранулитно-базитовом (“базальтовом”) слое коры, заменившем на глубине 7–15 км гранулитогнейсовый слой. Сейсмическая скорость при этом возрастает с 6.4 до 7.1 км/с. Очаг второго землетрясения находился под осью глубоководного желоба. Афтершоки концентрируются в двух полосах шириной 60–120 км, вытянутых по простиранию желоба, а также в третьей зоне, ортогональной островной дуге. Устанавливается связь эпицентров землетрясений и региональных разломов. Главный толчок первого землетрясения 15.11. 2006 г. был определен как пологий надвиг, второй – 13.01. 2007 г. – как сброс.

Ключевые слова: катастрофические землетрясения, строение земной коры, сейсмофокальная зона, Курильские о-ва.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение катастрофических землетрясений, выяснение особенностей их очаговых зон (эпи- и гипоцентрии, механизмов очагов и др.), глубинного строения земной коры и верхней мантии, тектонических и геологических структур, связи между ними, строения и физических параметров среды, ее напряженного состояния имеет большое значение для понимания причин землетрясений.

Особый интерес представленной работы связан с тем, что катастрофическое Симуширское землетрясение 13 января 2007 г. и еще более мощное предшествующее сейсмическое событие 15 ноября 2006 г. произошли на выполненном нами ранее в 1983 году профиле изучения сейсмическими методами строения земной коры в районе Средних Курил и прилегающих акваторий. Исследования были проведены Комплексной сейсмической экспедицией Института морской геологии и геофизики ДВО РАН под руководством Т.К. Злобина [1, 4–6] по профилям, проложенным как вдоль Курильских о-вов: Уруп – Симушир – Расшуа, так и ортогонально островной дуге и

сейсмофокальной зоне в Охотском море и Тихом океане. Это были уникальные по сложности и информативности сейсмические исследования глубинного строения земной коры методами ГСЗ–КМПВ (в наземно-морском варианте), МОВ–НСП и МОВЗ.

Особенность происхождения данных мощнейших сейсмических событий заключается и в том, что некоторые ученые, такие как Р.З. Тараканов [13], даже высказывали мнение, что в районе Средних Курил не может быть землетрясений с магнитудой более 7.5. Это обосновывалось отсутствием здесь такого количества землетрясений, которое имелось на флангах дуги, особенностью строения среды, аномальной пластичностью вещества, где не могут накапливаться большие напряжения. Другие сейсмологи, например С.А. Федотов [15], наоборот, многие годы ожидали и предсказывали сильное землетрясение на Средних Курилах. В последние годы в районе о. Симушир самым сильным было лишь землетрясение в 1989 г. с магнитудой 6.8 [8], и до последнего времени нельзя было ответить на вопрос о возможности здесь катастрофических землетрясений.

Первое из рассматриваемых землетрясение произошло 15 ноября 2006 г. в 11 ч 14 мин 13 с, второе – 13 января 2007 г. в 4 ч 23 мин 21 с. Моментные магнитуды M_w , по оценке Сейсмологического центра Гарвардского университета (США), составили 8.3 и 8.1, соответственно. По каталогу NEIC параметры первого землетрясения были следующие: $\varphi = 46.592^\circ$ с.ш., $\lambda = 153.266^\circ$ в.д., второго – $\varphi = 46.243^\circ$ с.ш., $\lambda = 154.524^\circ$ в.д. Глубина очага составила 10 км у обоих землетрясений [16]. Для первого землетрясения 15.11.2006 г. общая протяженность сейсморазрыва по оценке, приведенной И.Н. Тихоновым и др. [14], составила $L \sim 300$ км, ширина – $W \sim 60$ км. При этом величина смещения по падению в плоскости сейсморазрыва (взброс) была $d \sim 6.7$ м. Для второго землетрясения 13.01.2007 г. параметры сейсморазрыва соответственно были: $L \sim 180$ км, $W \sim 46$ км. Величина максимального смещения (сброс) составила $d \sim 5.1$ м.

В настоящее время появилась возможность сопоставить глубинное строение земной коры и особенности катастрофических Симуширских землетрясений на основе выполненных глубинных сейсмических работ ГСЗ-КМПВ и МОВЗ на Средних Курилах в 1983 году и данных о произошедших в 2006 и 2007 годах ($M_w = 8.3$ и 8.1) землетрясениях в районе Средних Курил.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сейсмическими методами было отработано два ортогональных профиля. Один из них был пройден вдоль, другой – вкост Курильской островной дуги (КОД). При этом продольный профиль длиной 270 км проложен от Урупа до Расшуа и выполнен методами ГСЗ и МОВЗ. Он проходил и вдоль о. Симушир. Второй, поперечный профиль протяженностью около 400 км был проложен из Охотского моря через Курильскую островную дугу (пересекая о. Симушир) в Тихий океан. Этот второй профиль ГСЗ, КМПВ, МОВ-НСП прямо прошел через область, которая соответствует очаговым зонам произошедших катастрофических землетрясений 2006 и 2007 годов (рис. 1).

Глубинные сейсмические исследования на Средних Курилах по профилю I (рис. 1) позволили установить особенности строения земной коры центральной части Курильской островной дуги от о. Уруп до о. Расшуа, включая более детальные наблюдения на о. Симушир (рис. 2) [4, 5]. Принципиально важным является установление того факта, что мощность земной коры под о. Симушир составила до 25–30 км, а не 17 км, как считалось ранее [12]. Было установлено, что граница, залегающая в нижнем слое

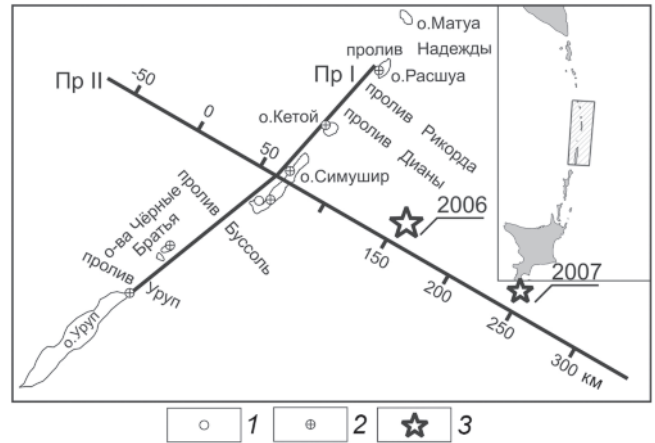


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ.

1 – сейсмическая станция “Симушир”; 2 – наземные автономные станции МОВЗ “Черепаха”; 3 – положение эпицентров землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 г. Прямыми линиями показаны положение профилей ГСЗ. На врезке в рамке – район работ.

коры на глубинах 12–17 км и имеющая граничную скорость сейсмических волн (V_g), равную 7.4–7.6 км/с, может местами достигать скорости в 8.2 км/с. Это, видимо, и позволяло при предыдущих исследованиях ГСЗ [12] принять ее за поверхность М, считая, таким образом, мощность коры под островной дугой утоненной до 17 км.

Однозначное определение границы с $V_g = 8.2$ –8.4 км/с и прослеживание ее на восточном участке профиля из океана, где она являлась границей Мохо, показывает, что подошва земной коры под островной дугой (под о. Симушир на Средних Курилах) залегает на глубинах до 30 км. Это же подтверждается скоростным разрезом земной коры по профилю ГСЗ Уруп–Расшуа вдоль Средних Курил, построенным на основе модельных расчетов и выполненным позже Т.К. Злобиным и А.С. Костюкевичем [6].

Анализируя глубинный разрез вдоль профиля I Уруп–Расшуа (рис. 2), видим, что блок I, включающий северо-восточное окончание о. Уруп, одноименный пролив и о-ва Черные Братья, отличается от остальной части разреза по скоростному строению (особенно в верхней части до глубин менее 10 км).

Наиболее существенные особенности скоростного строения имеют место в блоке II. Так, в юго-западной части профиля здесь (под проливом Буссоль и южной половиной о. Симушир) скорость первоначально нарастает до глубин 10–15 км. Однако ниже по разрезу выделяется высокоскоростной слой (от 7.5 до 7.7–8.0 км/с), под которым значения скорости становятся равными 6.2–6.5 км/с.

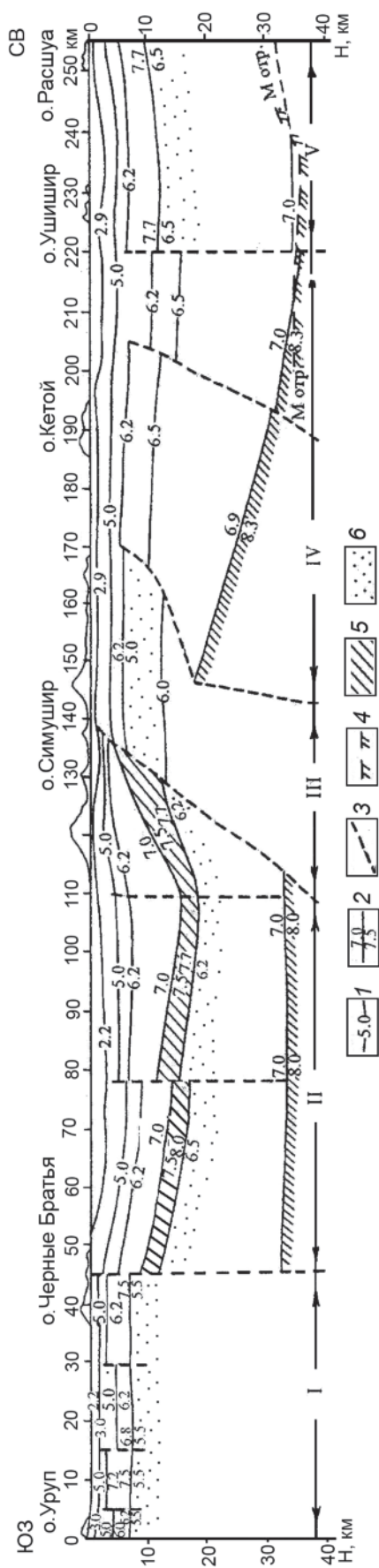


Рис. 2. Скоростной разрез земной коры по профилю I Уруп–Расшуа.

1 – изолинии скорости; 2 – сейсмические границы и значения скорости над границей и под ней, км/с; 3 – границы скоростных блоков, отождествляемые с границами структурных несогласий и разломами; 4 – поверхность Мохоровичича (М); 5, 6 – слои повышенной (5) и пониженной (6) скорости.

Блок III, расположенный в средней части о. Симушир, резко отличается от предыдущего блока. Кроме того, в нем наблюдается разрыв границы М и резкий ее подъем (взброс) на 10 км в северо-восточном крыле под ПК 150 под вулканом Прево. Под центральной и северо-восточной частью о. Симушир (ПК 140–170) подошва коры не прослеживается и строение этого блока резко отличается (аномальное). Ниже изолинии скорости $V = 6.2$ км/с на глубине более 5 км строение верхнего слоя земной коры резко меняется, отмечается инверсия и понижение скорости. Таким образом, северо-восточнее ПК 140 картина иная, чем на предыдущей части профиля. Здесь высокоскоростной слой, выявленный юго-западнее в блоке II, отсутствует. Кроме того, в блоке III в северо-восточной половине о. Симушир в верхней части коры на глубинах 6–12 км появляется низкоскоростной слой с $V = 5.0–6.0$ км/с.

В скоростном отношении строение земной коры в блоках IV и V также имеет характерные особенности. В блоке IV восточнее ПК 170 наблюдается аномально резкий подъем границы М. Здесь до конца профиля I (под островами Кетой, Ушишир, Расшуа и проливами между ними) в скоростном разрезе выделяются три разноскоростных зоны. Первая из них включает пролив Дианы и о. Кетой, вторая расположена под проливом Рикорда между островами Кетой и Ушишир, а третья – под этими островами и разделяющим их проливом Средний. Восточнее ПК 140 глубже 5 км (ниже изолинии $V = 6.2$ км/с) строение земной коры резко меняется, и вместо имевшего место высокоскоростного слоя выявлен низкоскоростной слой. На ПК 140 как по данным МОВ, ГСЗ, так и по скоростному разрезу в изолиниях скорости, устанавливается мощный наклонный глубинный разлом с падением на юго-запад.

По нашим данным, Средние Курилы, включая о. Симушир, особенно в блоке III под ПК 140–170 км, имеют резко аномальное строение коры. Заметим, что именно на траверзе этой части о. Симушир, по данным каталога NEIC, расположен гипоцентр главного толчка землетрясения 2006 года (рис. 1).

Второй наземно-морской профиль ГСЗ, длиной более 400 км, проложен по Охотскому морю и Тихому океану [1]. Он пересекает Курильскую островную дугу через о. Симушир (рис. 3). Интерпретация данных позволила нам установить следующее.

Земная кора – слоисто-блоковая, в ней выделено до 5 слоев. Геологическую интерпретацию этих глубинных разрезов мы дали с позиций общепринятой классификации, предложенной В.В. Белоусовым и Н.И. Павленковой [3], которая ранее была подтверж-

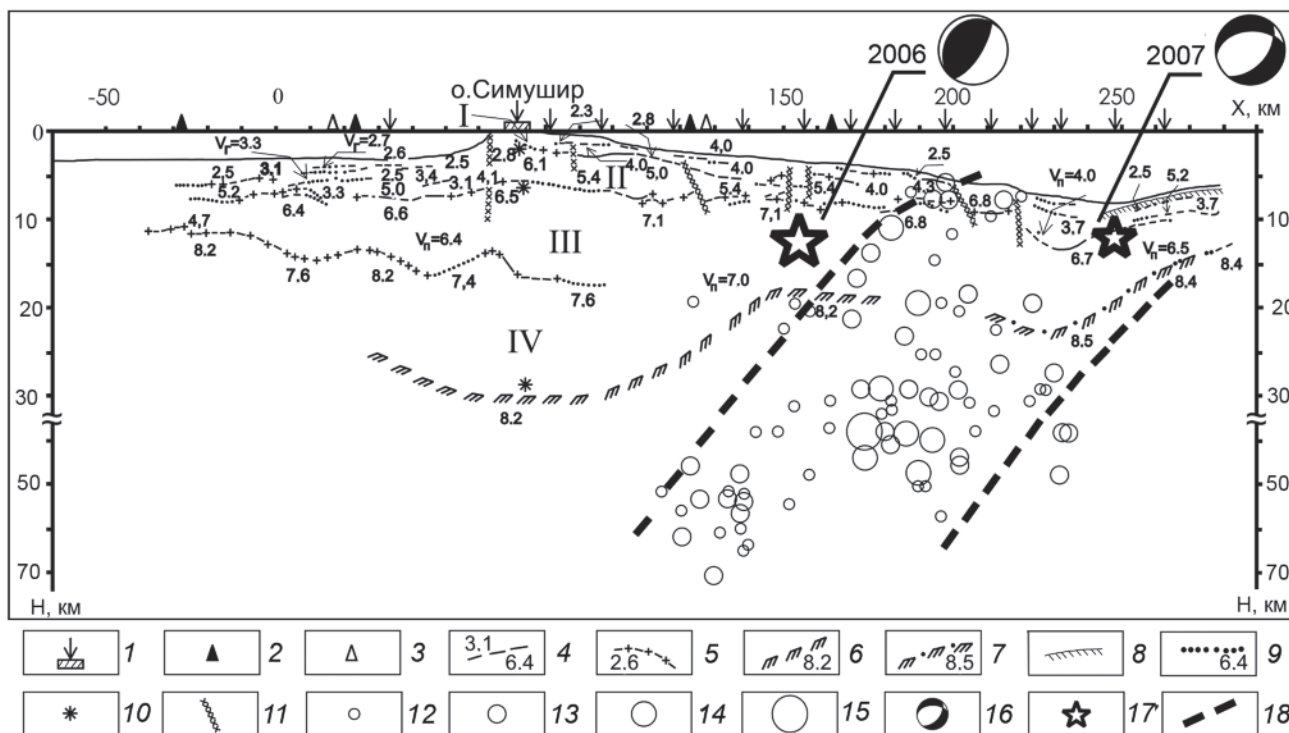


Рис. 3. Сейсмический разрез земной коры по профилю II перпендикулярно простираению о. Симушир.

1 – пункты постановки буйковых станций; 2, 3 – пункты постановки донных станций при исследованиях КМПВ (2) и ГСЗ (3); 4, 5 – преломляющие границы, построенные по данным КМПВ (4) и ГСЗ (5) (цифры сверху границы – значение эффективной скорости, снизу – значения граничной скорости); 6, 7 – поверхность Мохоровичича, построенная по результатам исследований 1983–1984 гг. (6) и 1957–1959 гг. (7); 8 – поверхность акустического фундамента океанического склона желоба; 9 – участки интерполяции преломляющих границ; 10 – глубины залегания сейсмических границ по данным ГСЗ и МОВЗ в местах пересечения с профилем I; 11 – зоны тектонических нарушений; 12–15 – местоположение на разрезе очагов землетрясений магнитуды 4.0–4.9 (12), 5.0–5.9 (13), 6.0–6.9 (14), 7.0 и более (15) за период 1910–1987 гг., согласно работе [1]; 16–17 – фокальные механизмы (16) очагов землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. и положение на разрезе их гипоцентров (17); 18 – границы сейсмофокальной зоны.

дена нашими исследованиями глубинного строения Курильской островной дуги [4].

Согласно геологической интерпретации, в первый слой можно объединить осадки, залегающие в пределах акваторий от поверхности дна и имеющие мощность до 2–3 км. Скорость сейсмических волн (V) в отложениях здесь от 2.5–2.8 до 3.3–4.0 км/с. Второй, гранито-гнейсовый слой расположен на глубинах от 3 до 6–8 км. Скорость по его поверхности и в слое $V = 5.0$ –6.1 км/с (средняя – 5.4 км/с). Третий слой определяется нами, согласно вышеназванной модели [3], как гранулитогнейсовый. Кровля его выделяется на глубинах 6–8 км, а подошва – на глубинах 12–17 км. Он характеризуется скоростью по разрезу 6.4–6.6 км/с. Пластовая скорость составила 6.4 км/с, что полностью соответствует диапазону скорости в гранулитогнейсовом слое на большей части страны. Граничная скорость по подошве – 7.4–7.6 км/с. Однако в двух местах она достигает даже 8.2 км/с,

что и вызвало, видимо, в 60-е годы прошлого века его отождествление с границей М. Основной особенностью слоя можно считать то, что далее по профилю в океан он обрывается (выклинивается) на ПК 100–110. При этом восточнее по профилю на этих глубинах прослеживается поднявшийся и залегающий выше четвертый слой.

Самый нижний, гранулитогнейсовый слой залегает на глубинах от 12–17 км (под океаном) до 20–30 км (под островной дугой). Скорость по его поверхности в среднем составляет $V = 7.4$ –7.6 км/с, а скорость по подошве – 8.2 км/с. Нижней границей этого слоя является поверхность Мохоровичича, то есть подошва земной коры.

В результате можно сказать следующее. Основные структурные особенности глубинного разреза отражены в положении сейсмической границы М и поверхности гранулитогнейсового (“базальтового”) слоя, характеризующегося в среднем граничной

скоростью $V_r = 7.4-7.6$ км/с. Выше лежащий гранулитогнейсовый слой в западной, Охотоморской части профиля прослеживается под о. Симушир и приостровным склоном желоба. Скорость в нем составляет $V_r = 6.4-6.5$ км/с. Он прослеживается до ПК 100. Далее к востоку (ПК 110–150) по профилю подошва земной коры и нижний гранулитобазитовый слой воздымаются. Восточнее ПК 170, в приосевой части глубоководного желоба и в океанической части, т.е. там, где профиль проходит по океанической плите, погружившейся к западу, граничная скорость по поверхности этого слоя составила 6.8–6.7 км/с, а затем этот слой выклинивается.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ С ПОЛОЖЕНИЕМ ЭПИЦЕНТРОВ ГЛАВНЫХ ТОЛЧКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Результаты глубинных сейсмических исследований в районе Средних Курил мы сопоставили с данными о вышеназванных катастрофических Симуширских землетрясениях. В результате нанесения эпицентров на схему района Средних Курил (рис. 1) было установлено, что согласно каталогу NEIC [16], главные толчки землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. произошли в области построенного нами глубинного сейсмического разреза по профилю II (рис. 3). Это позволило совместно рассмотреть особенности глубинного строения земной коры (слои, рельеф и скорости в них) и положения очагов названных землетрясений.

При рассмотрении сейсмических разрезов земной коры и положения гипоцентров землетрясений надо отметить, что сейсмические данные, полученные методами ГСЗ и, тем более, КМПВ, МОВ, относительно детальны, но гипоцентры землетрясений вычисляются в сейсмологии менее точно.

Анализ данных о землетрясениях, имеющихся на сегодняшний день, и результатов исследований глубинного строения земной коры Средних Курил, выполненных нами, позволяет установить следующее.

1. Гипоцентр главного толчка первого землетрясения 15.10.2006 расположен в нижнем гранулитобазитовом (“базальтовом”) слое коры. Здесь под приостровным склоном желоба на ПК 110–150 скорость по поверхности, залегающей на глубине 8 км, аномально увеличилась до 7.1 км/с против 6.4–6.7 км/с на большей части профиля.

2. В соответствии с данными каталога NEIC, гипоцентр главного толчка оказывается в зоне, ограниченной двумя коровыми разломами глубиной до 5 км. Разломы выделены по данным сейсмических исследований вдоль профиля II на ПК 150 и установлены нами ранее на границе блоков со скоро-

стью 7.1 и 6.8 км/с [1]. Над гипоцентром землетрясения подошва гранито-гнейсового слоя (скорость в котором 5.4 км/с) воздымается до 5 км с глубин 6–7 км.

3. Гипоцентр главного толчка первого землетрясения 15.11.2006 г. расположен под ПК150, восточнее которого на разрезе поверхность М круто поднимается и наблюдается резкий перегиб этой основной структурной границы.

4. Гипоцентр главного толчка второго землетрясения 13.01.2007 г. расположен на границе верхнего слоя со средней скоростью 3.7 км/с и нижнего гранулитобазитового (“базальтового”) слоя коры с $V_r = 6.7$ км/с.

5. Гипоцентр первого землетрясения 15.11.2006 г. расположен западнее приостровной границы СФЗ, второго 13.01.2007 г. – восточнее, в фокальной зоне под глубоководным желобом. Таким образом, первое землетрясение произошло под приостровным склоном глубоководного желоба, а второе – практически в его осевой части (рис. 3). Соотнося гипоцентры землетрясений с положением структурных границ в земной коре, отметим следующее: хотя определение глубины гипоцентра землетрясений и имеет относительно небольшую точность, однако, исходя из последних опубликованных в Гарвардском каталоге данных, можно сказать, что гипоцентр первого землетрясения 15.11.2006 г. расположен в нижнем слое коры, выше границы М – подошвы земной коры. Гипоцентр второго землетрясения 13.01.2007 г. расположен на границе между “базальтовым” и выше лежащим слоем, эффективная скорость в котором составляет 3.7 км/с.

6. Анализ глубинного сейсмического разреза вдоль Средних Курил по профилю I Уруп–Расшуа (рис. 2) показал, что в этом продольном направлении выделяется несколько скоростных блоков. Гипоцентры землетрясений 2006 и 2007 годов находятся на траверзе аномального блока III о. Симушир, где наблюдался разрыв границы М и воздымание ее на 10 км к северо-востоку.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЭПИЦЕНТРОВ АФТЕРШОКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 15.11.2006 г. И 13.01.2007 г. И РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ Эпицентры афтершоков землетрясения 15.11.2006 г.

Область афтершоков главного толчка землетрясения 15.11.2006 г. за первые 10 суток имеет форму, близкую к квадрату, стороны которого имеют протяженность около 300 км. Они ориентированы по простиранию дуги и, соответственно, ортогонально ей (рис. 4а). Распределение афтершоков внутри области неравномерное. Четко выделяются две полосы их кон-

центрации, простирающие которых параллельно островной дуге. Первая к дуге полоса шириной 100–120 км расположена между островами и осью глубоководного желоба, а вторая (шириной от 60 до 120 км) расположена вдоль оси желоба. В пределах первой полосы (в юго-западной стороне) находится гипоцентр главного толчка 15.11.2006 г.

Анализ положения дальнейших толчков, произошедших в январе 2007 г., показал, что эпицентры афтершоков “образуют отдельную полосу, намечающую положение магистрального разрыва в очаге второго события” [14, с. 27].

Помимо общих очертаний и двух полос концентрации эпицентров афтершоков первого мощного землетрясения 15.11.2006 г., можно выделить отдельные линии, которые трассируют совокупности эпицентров с магнитудой около 4 и более. Они явно просматриваются и направлены веерообразно под разными углами к простираанию островной дуги.

Также выделяется небольшой боковой кластер длиной около 70 км. Он проходит от о. Расшуа (в 40–50 км северо-восточнее о. Симушир) ортогонально дуге и ориентирован в сторону первой полосы концентрации афтершоков, с которой сочленяется.

Эпицентры афтершоков землетрясения 13.01.2007 г.

Анализ карты эпицентров землетрясений главного толчка 13 января 2007 г. и афтершоков за последующие 10 суток показывает, что можно выделить несколько областей концентрации эпицентров. Уверенно выделяются три зоны (рис. 4б).

Первая зона (№ 1 на рис. 4б) представляет собой полосу шириной около 50–70 км протяженностью около 250–300 км, вытянутую в северо-восточном направлении вдоль островов на удалении от них 50–100 км. Сопоставление этой карты с рис. 4а свидетельствует о том, что небольшое количество имеющихся землетрясений этой зоны связаны с последующими толчками от первого мощного землетрясения 15.11.2006 г.

Для структурно-геологической интерпретации этой и других зон рассмотрим фрагмент тектонической схемы Охотоморского региона, составленной В.В. Харахиновым [10], на которой приведены региональные разломы и мегасдвиги (рис. 5).

Согласно этой схеме, вдоль о. Симушир с восточной, приокеанской стороны устанавливается региональный разлом, расположенный вдоль острова. Он является сегментом длиной более 100 км общей разломной структуры, протягивающейся вдоль дуги и разбитой поперечными разломами на отдельные части (сегменты). Этот продольный разлом, простира-

ние которого соответствует простираанию дуги, четко представлен и на схеме активных разломов Курило-Охотского региона М.И. Стрельцова и В.С. Рождественского [9]. Восточнее о. Симушир и этого разлома под акваторией Тихого океана на расстоянии 100–120 км выделяются еще две разломные зоны, простирающие которых соответствует простираанию островной дуги и глубоководного желоба. Нам представляется, что именно с ними и связано первое катастрофическое землетрясение 15.11.2006 г. (рис. 4а).

Помимо этого, М.И. Стрельцов и В.С. Рождественский [9] выделяли разломы с неустановленным характером смещения, а также предполагаемые и скрытые разломы к востоку от о. Симушир, в пределах приостровного склона Курило-Камчатского желоба (рис. 6), то есть там, где находятся области афтершоков землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. Эти предполагаемые разломы рисовались ими веерообразно от средней части о. Симушир к востоку под близвертикальными углами.

Детальное рассмотрение распределения эпицентров афтершоков землетрясения 15.11.2006 г. показало следующее. Несмотря на существующую погрешность определения эпицентров, в целом можно провести ряд линий локализации эпицентров, которые, возможно, трассируют глубинные разломы, расположенные к востоку от о. Симушир, а также о. Расшуа и о. Матуа (рис. 4а).

Зона № 2 на рис. 4б является практически ортогональной первой зоне. Ширина ее – около 60 км. Юго-западная граница этой зоны проходит на траверзе центральной части о. Симушир, а северо-восточная – на траверзе о. Кетой и пролива Дианы, разделяющего эти острова. В связи с этим, уместно обратиться к ранее приведенному разрезу земной коры ГСЗ вдоль острова Симушир (рис. 2). На этом разрезе показано, что в средней части острова выделяется блок III, резко отличный по строению от юго-западной половины острова. В этом блоке наблюдается разрыв границы М и северо-восточнее ее резкий подъем (взброс) на 10 км, а подошва коры не прослеживается. Строение этого блока аномальное. Это выражается в резком изменении строения верхнего слоя земной коры. Можно полагать, что эта аномальная зона (структура), секущая о. Симушир, имеет продолжение. Она, возможно, проявляется в сейсмичности полосы афтершоков № 2 и связана с главным толчком первого катастрофического землетрясения 15.11.2006 г.

На юго-востоке поля афтершоков землетрясения 13.01.2007 г. выделяется зона № 3. Она является основной на данной схеме (рис. 4б). Обычно область афтершоков имеет эллипсообразную или концентрическую форму. Это было показано и при изучении

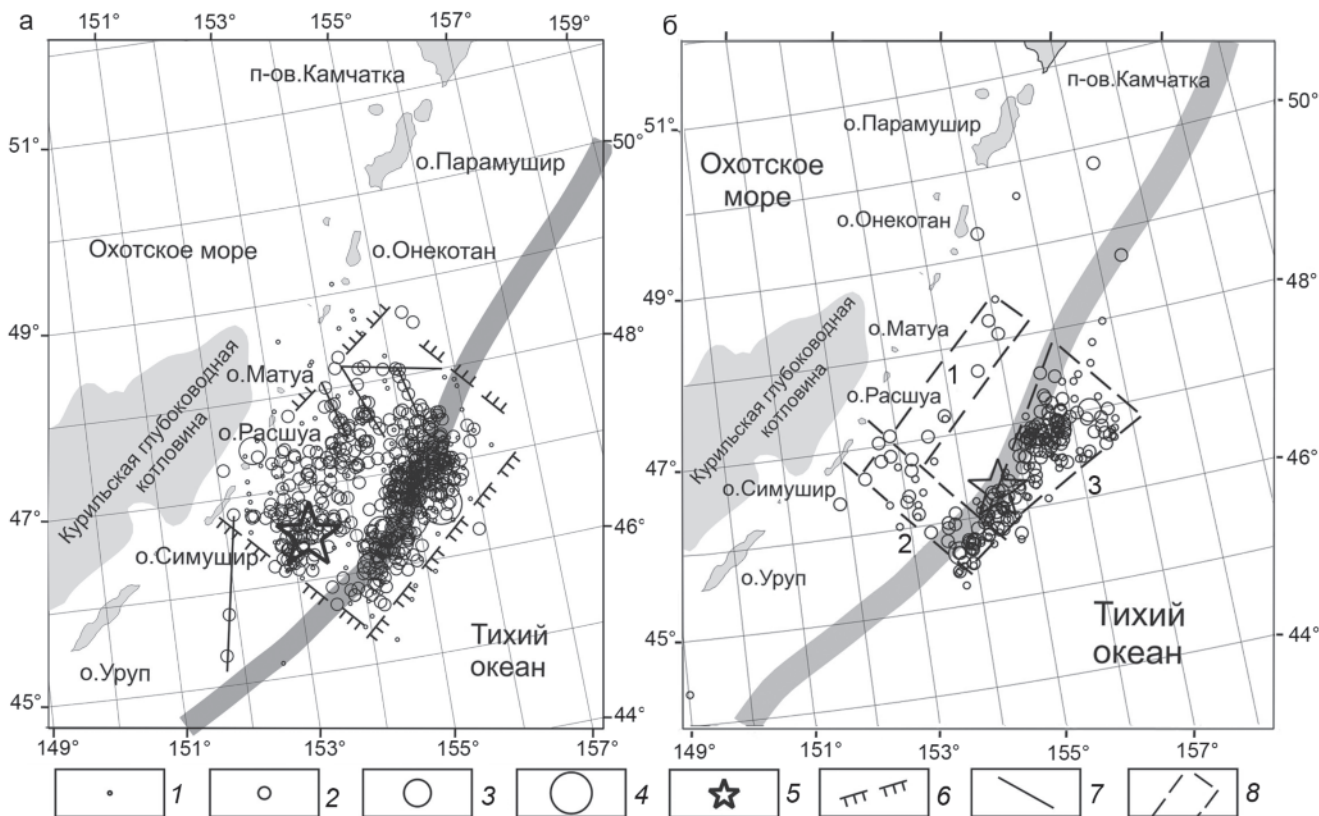


Рис. 4. Главный толчок и афтершоки за последующие 10 суток после землетрясения 15.11.2006 (а) и 13.01.2007(б), по [16].

1–4 – эпицентры землетрясений разной магнитуды: $4.4 \leq M < 5.79$ (1), $5.8 \leq M < 6.39$ (2), $6.4 \leq M < 7.39$ (3), $7.4 \leq M < 8.3$ (4); 5 – эпицентры землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г.; 6 – предполагаемые границы зоны афтершоков в течение 10 суток после землетрясения 15.11.2006 г.; 7 – линии концентрации эпицентров землетрясений, возможно трассирующие тектонические нарушения; 8 – зоны концентрации эпицентров землетрясений и их номера. Серая полоса – ось глубоководного желоба.

афтершоков сильных землетрясений Сахалина и Курил [7]. Однако карта эпицентров афтершоков второго Симуширского землетрясения 13 января 2007 г. в этом отношении оказалась отличной от них и необычной. Отличает ее то, что она имеет явно выраженную треугольную форму, вытянутую вдоль простирания Курило-Камчатского желоба в северо-восточном направлении. Основание треугольника – около 150 км, длина – 300 км.

Таким образом, анализ поля афтершоков землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. показал возможность их структурирования, выделения различных зон и связи их с разрывной тектоникой.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2006 И 2007 гг.

Рассмотрение механизмов очагов землетрясений, приведенных в NEIC [16], (табл.) и на рис. 3, показало следующее. Из предварительной оценки меха-

низмов очагов главных толчков землетрясений 2006 и 2007 гг. по горизонтальным косейсмическим смещениям земной поверхности, выполненной И.Н. Тихоновым и др. [14], следует, что первое из них может соответствовать взбросу, второе – сбросу.

Согласно нашей интерпретации механизмов очагов этих землетрясений и оценке Сейсмологического центра Гарвардского университета (США), главный толчок землетрясения 15.11.2006 г. может быть определен как “thrust fault” – пологий надвиг. То есть это разлом с падением менее 45° , в котором висячее крыло смещается вверх относительно лежащего крыла и надвигается на него. Характерной чертой надвига, как известно, является преимущественно горизонтальное сжатие, а не вертикальное смещение. Главный толчок второго землетрясения, 13.01.2007 г., определен как normal fault, т.е. нормальный сброс. Это, как известно, разлом, у которого висячее крыло смещается вниз по отношению к лежащему. Угол падения сброса обычно

Таблица. Механизмы очагов землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 г.

№ п/п	дата д.мес. г	t ₀ , ч-мин-с	h, км	M	Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
					T		N		P		NP1			NP2		
					PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
1	15.11.2006	11-14-13	10	8,3	60	302	00	33	30	123	214	15	92	33	75	90
2	13.01.2007	04-23-21	10	8,1	10	150	21	56	67	264	263	40	-57	42	58	-114



Рис. 5. Фрагмент тектонической схемы Охотоморского региона, составленной В.В. Харахиновым [10].

1 – мегасдвиги; 2 – региональные разломы.

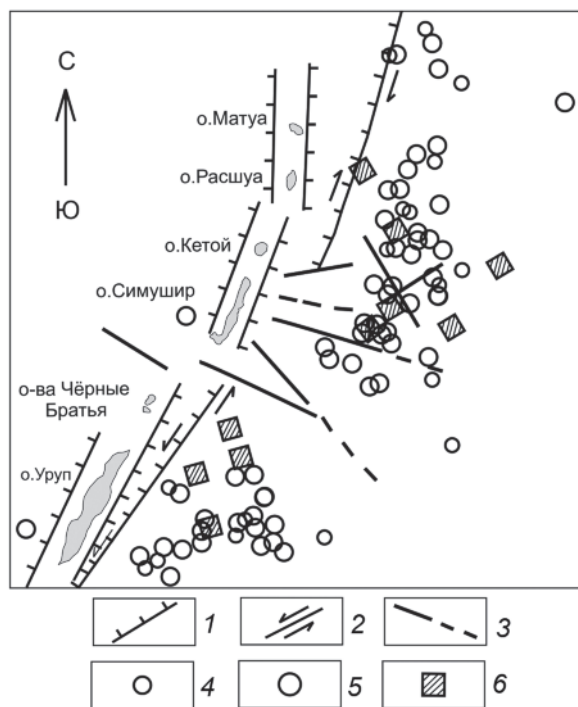


Рис. 6. Фрагмент карты активных разломов Курило-Охотского региона, Приморья и Приамурья М.С. Стрельцова, В.С. Рождественского, по данным из работы [9].

1 – сбросы; 2 – сдвиги; 3 – разломы с неустановленным характером смещения; 4–6 – эпицентры землетрясений с глубиной очага $H < 80$ км и магнитудой $5 \leq M < 6$ (4), $6 \leq M < 7$ (5) и $7 \leq M < 8$ (6).

составляет 50–90°. При нормальном сбросе смещение не всегда происходит вдоль линии падения сместителя, но оно всегда имеет вертикальную составляющую. Таким образом, образование первого землетрясения соответствовало обстановке преимущественного горизонтального сжатия, второго – растяжения.

Исходя же из модели субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под островную дугу, можно сказать, что первое землетрясение произошло как бы над кровлей погружающейся литосферной плиты (в приостровной части сейсмофокальной зоны). Гипоцентр второго землетрясения, 13.01. 2007 г., согласно данным NEIC, находился под осью глубоководного желоба в восточной части СФЗ. Учитывая глубину его гипоцентра по данным вышеназванного источника, получается, что он находился в кровле погружающейся литосферной плиты.

В таком случае, при субдукции Тихоокеанской плиты на запад ее верхняя, внешняя сторона в области изгиба должна была испытывать преимущественное растяжение, а внутренняя приокеаническая часть плиты – сжатие. Отметим также высказывание Н.В. - Короновского и М.Г. Ломизе: “Характерно растяжение близ кровли и сжатие в ее средней части, что

объясняют изгибом литосферы перед ее погружением в зоне субдукции” [11, с. 358].

В связи с этим интерес представляют данные исследований механизмов землетрясений в центральной части Курило-Камчатской зоны в районе о-вов Расшуа и Симушир. На рис. 7 показаны механизмы очагов землетрясений в вертикальном сечении, проходящем вкост желоба вблизи о. Симушир, согласно работе Као и Чена (Као Н., Chen W.-P) [17]. Отметим, что ближе к кровле погружающейся плиты приурочены механизмы взрезового (поддвигового) типа, определяющие положение оси сжатия снимаемых напряжений погружающейся литосферной плиты. Для срединной части плиты (подошва коры) ха-

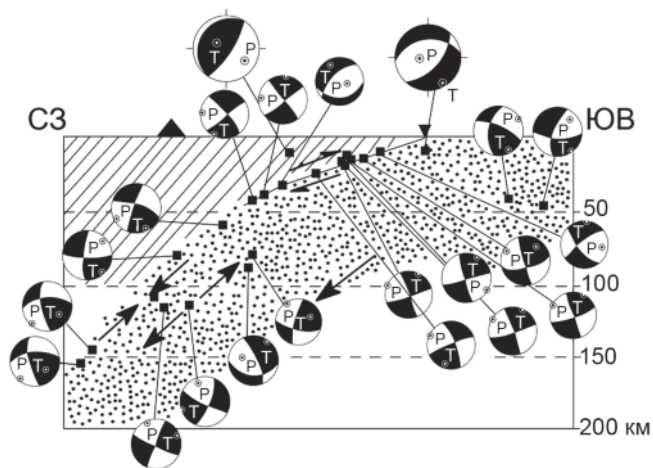


Рис. 7. Верхняя часть Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны в районе островов Расшуа и Симушир с положением гипоцентров и механизмами очагов землетрясений, по Као Н., Chen W.-P. из работы [17].

Штриховкой показана континентальная литосферная плита, точками – субдуцирующая океаническая плита, черным треугольником показана ось глубоководного желоба. Механизмы показаны в проекциях на вертикальные сечения вкrest оси желоба. Большими размерами даны стереограммы механизмов землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г.

рактерны механизмы сбросового типа, дающие положение оси растяжения снимаемых напряжений (Т) вдоль погружения плиты.

В самой верхней части погружающейся океанической плиты вблизи оси желоба механизм взбросового типа определяет положение одной из нодальных плоскостей параллельно кровле плиты. Сбросовые механизмы наблюдаются в противоположном от желоба участке океанической плиты. Именно это различие в типах механизмов проявилось в очагах рассматриваемых катастрофических землетрясений восточнее Средних Курил.

В свете вышеприведенных данных о двух рассматриваемых Симуширских землетрясениях можно сказать следующее. Рассмотрение результатов исследований механизмов в очаге Симуширского землетрясения 13.01.2007 г. показало, что оно может определяться как сброс, а, как известно, сейсмодислокации такого типа указывают на обстановку растяжения, что полностью соответствует вышеизложенному.

Механизм землетрясения, произошедшего 15.11.2006 г., на основе определений Сахалинского филиала ГС РАН, а также по оценке Сейсмологического центра Гарвардского университета (США) может быть определен как пологий надвиг (рис. 7).

Ранее Л.М. Балакина [2] отмечала, что напряжения сжатия в Курило-Камчатской сейсмофокальной

зоне на глубинах $h \leq 100$ км ориентированы преимущественно под малыми углами к горизонту и вкrest простирания основных тектонических структур. Это говорит о наличии субгоризонтальных перемещений вещества в верхних частях СФЗ, следовательно, о возможности пологих надвигов. Можно добавить, что, по предварительным данным И.Н. Тихонова и др. [14], механизм первого землетрясения определен даже как взброс. Как известно, оба этих типа сейсмодислокаций связаны с обстановкой сжатия.

ВЫВОДЫ

На основе исследований катастрофических землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г., произошедших в районе Средних Курил к востоку от острова Симушир, их афтершоков, положения главных толчков и механизмов, а также глубинного строения и разрывной тектоники можно заключить следующее.

1. Гипоцентр главного толчка первого землетрясения 15.11.2006 г. расположен под приостровным склоном желоба в резко воздымающемся гранулитобазитовом (“базальтовом”) слое коры, который на глубинах от 7 до 15 км и более заменил находившийся западнее третий гранулитогнейсовый слой. Соответственно, сейсмическая скорость здесь существенно увеличилась от 6.4–6.5 км/с до 7.1 км/с.

2. Над гипоцентром главного толчка землетрясения 15.11.2006 г. сейсмическими исследованиями установлены коровые разломы и подъем сейсмических границ, а ниже – резкий подъем границы М к востоку в сторону океана.

3. Очаг землетрясения 15.11.2006 г. расположен в области западной, внешней стороны сейсмофокальной зоны на ее перегибе. Второй очаг 13.01.2007 г. находится под осью глубоководного желоба.

4. Резкое изменение глубины залегания подошвы земной коры (границы М) под центральной и восточной частью о. Симушир, взброс на 10 км, возможно, связаны с глубинным разломом, секущим островную дугу, продолжающимся на восток в сторону океана. Видимо, с ним, а также с другими разломами связаны рассмотренные землетрясения, гипоцентры главных толчков которых расположены на траверзе этого поперечного разлома.

5. На картах эпицентров афтершоков за 10 суток после главного толчка землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. выделяются две полосы концентрации эпицентров шириной от 60 до 120 км, вытянутые параллельно островной дуге и глубоководному желобу, а также третья зона, ортогональная простиранию о. Симушир. Установлено соответствие в целом зон концентрации эпицентров афтершоков региональным разломам восточнее Средних Курил.

6. Исследования механизмов главных толчков землетрясений 15.11. 2006 г., 13.01. 2007 г. показали, что первое являлось пологим надвигом, второе – сбросом, что говорит об обстановке сжатия в первом случае и растяжения – во втором. Сопоставление этих данных с вычислениями механизмов очагов других землетрясений в районе Средних Курил, анализ их положения представляет большой интерес для разработки модели образования сейсмофокальной зоны, в том числе механизма субдукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Петров А.В. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 10–18.
2. Балакина Л.М. Механизм очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 8. С. 3–24.
3. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
4. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
5. Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. Т. 293, № 2. 1987. С. 185–188.
6. Злобин Т.К., Костюкевич А.С., Злобина Л.М. Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 115–121.
7. Злобин Т.К. Динамика сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений Сахалина и Курил // Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2005. 141 с.
8. Поплавская Л.Н., Бобков А.О., Бойчук А.А. и др. Симуширское землетрясение 9 января 1989 года. (Препринт) Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1991. 54 с.
9. Стрельцов М.И., Рождественский В.С. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2-3. С. 387–407.
10. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / В.В. Харахинов, И.К. Туезов, В.А. Бабошина и др., М.: Национальный геофиз. ком. РАН, 1996. 337 с.
11. Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Концепция глубинных разломов и тектоника плит // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под. ред. акад. Ю.М. Пушаровского. М.: Науч. мир, 2001. С. 344–373.
12. Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. № 1. С. 20–41.
13. Тараканов Р.З. Бобков А.О. Зоны возможных очагов землетрясений Курило-Охотского региона // Проблемы сейсмической опасности дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 240 с.; Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. VI. С. 94–110.
14. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др. Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: Междунар. науч. симпоз. (Южно-Сахалинск, Россия, 27–30 сент. 2007 г.): Тез. докл. / Отв. ред. И.Н. Тихонов, А.В. Коновалов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 27–28.
15. Федотов С.А., Чернышев С.Д. 20 лет долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1981–1985 гг. в целом за 1965–1985 гг. и прогноз на 1986–1990 гг. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 93–109.
16. <http://neic.usgs.gov>
17. Kao H., Chen W.-P. Transition from interplate slip to double seismic zone along the Kuril-Kamchatka arc // J.Geophys. Res. 1995. V. 100, N B7. P. 9881–9903.

T.K. Zlobin, A.Yu. Polets

Catastrophic Simushir earthquakes of November 15, 2006 ($M_w=8.3$) and of January 13, 2007 ($M_w=8.1$), and deep structure of the Middle Kurils Earth's crust

The catastrophic earthquakes with magnitudes of 8.3 and 8.1 which occurred on November 15, 2006 and January 13, 2007 in the region of Simushir Island were compared with the results of land-and-marine deep seismic research by DSS, correlation refraction method, method of converted waves of earthquakes and seismic reflection method in the region of the Middle Kuril arc. The structure of the Earth's crust and focal zones of these earthquakes was considered based on the research. The focus of the main shock of the November 15, 2006 earthquake was established to be located on the bend of the seismofocal zone beneath the near-insular trench slope on the outer side of the subsiding lithospheric plate in the sharply uplifted granulite-basite ("basaltic") crustal layer that replaced the granulite-gneiss layer at a depth of 7-15 km. Incidentally, the seismic velocity increased from 6.4 km/sec to 7.1 km/sec. The source of the January 13, 2007 earthquake was located under the deep-sea trench axis. Aftershocks were concentrated in two bands of 60-120 km wide stretching along the trench strike, and also in the third zone – an orthogonal island arc. The relation between the earthquake epicenters and regional faults is established. The main shock of the November 15, 2006 earthquake was defined as a low-angle thrust fault; and the main shock of the January 13, 2007 earthquake, as a normal fault.

Key words: catastrophic earthquakes, Earth's crust structure, seismofocal zone, Kuril Islands.

ПАРНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА КУРИЛАХ

Н. Г. Томилин

Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Определены области подготовки сильных парных землетрясений Курильской дуги, включая Симуширские. Для этого использовались кинетические представления о прочности твердых тел, многоуровневости структуры горных пород и сформулированная на их основе иерархическая модель разрушения горных пород. Анализ пространственно-временной кинетики этих областей показал отсутствие каких-либо физических особенностей по сравнению с подготовкой одиночных событий.

Ключевые слова: область подготовки землетрясений, постшоковое коррелированное разрушение, Курильские о-ва.

ВВЕДЕНИЕ

В сейсмологии для описания пространственно-временной кластеризации землетрясений со сравнимыми магнитудами используется термин “рой”. Если же в такой последовательности имеется событие с существенно большей магнитудой, то его признают основным событием, предшествующие сейсмические явления называют форшоками, а последующие – афтершоками. Для их выделения используют формальные статистические критерии [1, 4, 5]. Если же в рассматриваемой последовательности таких событий с большими сравнимыми магнитудами оказывается два, то вводится еще один термин – парные (doublet) землетрясения [15–17, 20, 21]. Критерием парности является пространственно-временная локализация событий. Степень временной локализации составляет от нескольких месяцев [7], часов [15] до фактического временного слияния сейсмограмм парных событий [20]. На практике, если рассматривать весь диапазон магнитуд, а не только максимальные, то ситуация, когда в пространстве и во времени локализируются события с близкими по значению магнитудами, не является редкой. Встречаются тройные и т.д. сейсмические события (табл. 1, № 1). Но именно парные события составляют предмет самостоятельных исследований, а для объяснения их возникновения привлекается, как правило, триггерная модель. В работе [2] критерием парности событий в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса является только их временная локализация, при этом расстояния между землетрясениями могут достигать тысяч километров, подчиняясь полимодальному распределению. Для интерпретации полимодального характера

такого распределения привлекаются представления о стоячих волнах, природа которых не обсуждается.

В настоящей работе предпринята попытка выделить пространственные области подготовки парных землетрясений Курильской дуги и проанализировать их кинетику. Автор вводит термин – “область подготовки землетрясений” (ОПЗ), который в физике разрушения твердых тел соответствует понятию очага разрушения [10], чтобы отличать от аналогичного, используемого в сейсмологии и имеющего другой физический смысл.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗРУШЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГОВОЙ СТАДИИ ПРОЦЕССА

До середины 50-х годов в физике прочности общепринятым являлось представление о разрушении твердых тел как о достижении напряжением или деформацией предельных значений. Принципиально новый подход к вопросам физики разрушения открыла кинетическая концепция прочности твердых тел [3]. На основе обширного экспериментального материала доказано, что макроскопическое разрушение происходит не только при достижении предела прочности, но и при более низких нагрузках в случае их длительного воздействия. Основное время жизни нагружаемого объема приходится на развитие процесса накопления повреждений. Макроразрушение наступает при достижении критической концентрации дефектов в зоне будущего разрыва. Термофлуктуационная природа разрушения горных пород подтверждена в работе [8]. Важным следствием, вытекающим из кинетических представлений о прочности, является

Таблица 1. Параметры анализируемых землетрясений.

№	Дата	λ в.д. φ с.ш. градусы		Н, км	М	t _{пр} сутки	t _{рСФ}
		1	10.06.1975 13.06.1975 15.06.1975				
2	04.10.1994	147.32	43.77	-14	8.3	51	92
3	23.03.1978	148.97	44.21	-46	6.8	123	6
	23.03.1978	148.44	44.93	-33	7.5		
	24.03.1978	148.86	44.24	-33	7.6		
4	28.11.2004	145.12	43.01	-39	7.0	12	43
	06.12.2004	145.23	42.9	-35	6.8		
5	15.11.2006	153.27	46.59	-10	8.3	46	79
	13.01.2007	154.52	46.24	-10	8.2		

стохастический характер разрушения, который определяется статистикой тепловых флуктуации [18]. Кроме того, случайность процесса вытекает из существования статистического разброса локальных значений физико-механических свойств гетерогенных материалов.

Кинетические подходы к прочности твердых тел, обширный экспериментальный материал о зарождении трещин позволили сформулировать модель развития разрушения гетерогенных материалов, в том числе горных пород [10–12]. Структурная неоднородность материала приводит к неравномерному распределению приложенной внешней нагрузки. В результате этого появляются элементы, вероятность разрушения которых в силу пониженного термоактивационного барьера выше средней для всего тела. Возникающие при разрушении таких случайно распределенных в пространстве объемов трещины стабилизируются на границах гетерогенности. Таким образом, первая стадия процесса заключается во множественном дисперсном накоплении невзаимодействующих трещин, размер которых определяется данным уровнем структуры неоднородности j . В процессе накопления дефектов в некоторой области их концентрация случайным образом превышает среднее для всего тела значение. При локальном достижении трещинами в некоторой области, называемой очагом разрушения, пороговой концентрации между трещинами возникает взаимодействие, что, в свою очередь, стимулирует дальнейшее дефектообразование. Формируются условия, при которых очаговая зона теряет устойчивость и образуется дефект $(j+1)$ -го ранга, соответствующего следующему размеру гетерогенности. Если в материале существует иерархия размеров гетерогенности, присущая горным породам [6], то модель предполагает подобное развитие процесса разрушения на всех имеющихся масштабных уровнях.

Случайный характер разрушения горных пород определяет выбор статистических методов его опи-

сания. Появляющиеся в процессе нагружения дефекты можно представить в виде потока дискретных событий, каждое из которых характеризуется координатой на временной оси и в пространстве, а также размером соответствующего дефекта. Такому потоку можно сопоставить сейсмическую последовательность, в которой характеристикой размера дефекта служат магнитуда или энергетический класс сейсмического события. Переформулирую двухстадийную модель с позиций статистики потока дискретных событий, считаем первую стадию удовлетворяющей условиям квазистационарного пуассоновского процесса, а нарушения этих условий являются критерием формирования очага разрушения. В качестве параметров, характеризующих пространственно-временные особенности разрушения, можно выбрать средние значения временных интервалов Δt (1) между хронологически последовательными событиями и их коэффициент вариации $V_{\Delta t}$ (2), которые рассчитываются для скользящих выборок фиксированного размера. В этом случае критерием перехода процесса разрушения на очаговую стадию будет одновременное уменьшение Δt (ускорение процесса) и увеличение $V_{\Delta t}$ (нарушение условия некоррелированности появления событий). Обратное синхронное изменение рассматриваемых статистических параметров свидетельствует о начале восстановления некоррелированности появления дефектов в очаговой зоне.

$$\Delta t = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta t_i, \quad (1)$$

где Δt_i – временной интервал между событиями,

$$V_{\Delta t} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta t - \Delta t_i)^2}}{\Delta t}. \quad (2)$$

В общем случае разрушение реализуется одновременно на различных масштабных уровнях и на каждом из них в виде последовательно сменяющихся стадий. Поэтому для обнаружения рассматриваемых трендов статистических параметров необходимо выполнение трех условий. Они заключаются в том, что в анализ должны входить только события, попадающие в пространственную область подготовки землетрясения (тем самым определяется ОПЗ), их энергия соответствует иерархическому уровню процесса, а временная дискретность анализа гарантирует выявление всех особенностей процесса. Первые два условия заключаются в двойной, пространственно-энергетической селекции потока сейсмических событий, где критерием является получение трендов в описанном характерном изменении статистических параметров. Третье условие достигается, если статисти-

ческие параметры рассчитывать для скользящих выборок фиксированного размера с шагом смещения 1.

Алгоритм выделения ОПЗ демонстрируется на примере Шикотанского землетрясения [14] (табл. 1, № 2). Выбирается пространственное поле сейсмичности вокруг основного события (каталог NEIC), заведомо большее предполагаемой ОПЗ (рис. 1б). Далее методом последовательных приближений варьируем параметрами пространственного окна и энергетическим диапазоном сейсмических событий, последовательно отсекая нижние значения магнитуд. Полученные при этом оптимизированные тренды представлены на рис. 1а как функции номера выборки. К моменту времени T_1 (14.08.1994) в ОПЗ (рис. 1б) достигается концентрация дефектов с M_j , достаточная для их дальнейшего стимулированного зарождения, что нарушает условия пуассоновского процесса. Разрушение переходит на вторую, очаговую стадию, что отражается в одновременном увеличении параметра $V_{\Delta t}$ и уменьшении Δt . Образование дефекта следующего иерархического ранга (момент времени $M_{j+1} = 8.3$) не обязательно завершает вторую, нестационарную стадию. Критерием ее окончания является появление обратных тенденций, т.е. одновременное увеличение Δt и уменьшение $V_{\Delta t}$ в момент времени T_2 (4.01.1995). Обозначим длительность начальной фазы очаговой стадии процесса от момента времени T_1 до основного толчка, которую для краткости обозначим PRED, — t_{pr} , а длительность завершающей фазы от основного толчка до момента времени T_2 — t_{PCF} (табл. 1).

ОПЗ Шикотанского землетрясения выделяется за 51 день (t_{pr}) до основного толчка, а завершение очаговой стадии процесса происходит через 92 дня (t_{PCF}) после него. В промежутке от основного толчка до момента времени T_2 , который является начальной стадией афтершоковой последовательности, сейсмический процесс является сильно коррелированным. В дальнейшем, для краткости, эту фазу очаговой стадии процесса будем называть пространственно-временной зоной постшокового коррелированного разрушения (ПКР, PCF). Перестройка структуры и сопровождающее ее перераспределение напряжений в зоне ПКР зависит от локальных условий и в этом смысле случайны, что может приводить, в том числе, к возникновению мощных землетрясений ($M = 7.3$). Именно поэтому в работе [13] в качестве момента времени снятия сейсмической тревоги выбрано не формально время основного толчка, а физически обоснованный момент T_2 . Наличие зоны ПКР не зависит от масштаба процесса разрушения горных пород, что подтверждается результатами лабораторных исследований [12] и анализом кинетики области подготовки горных ударов [9].

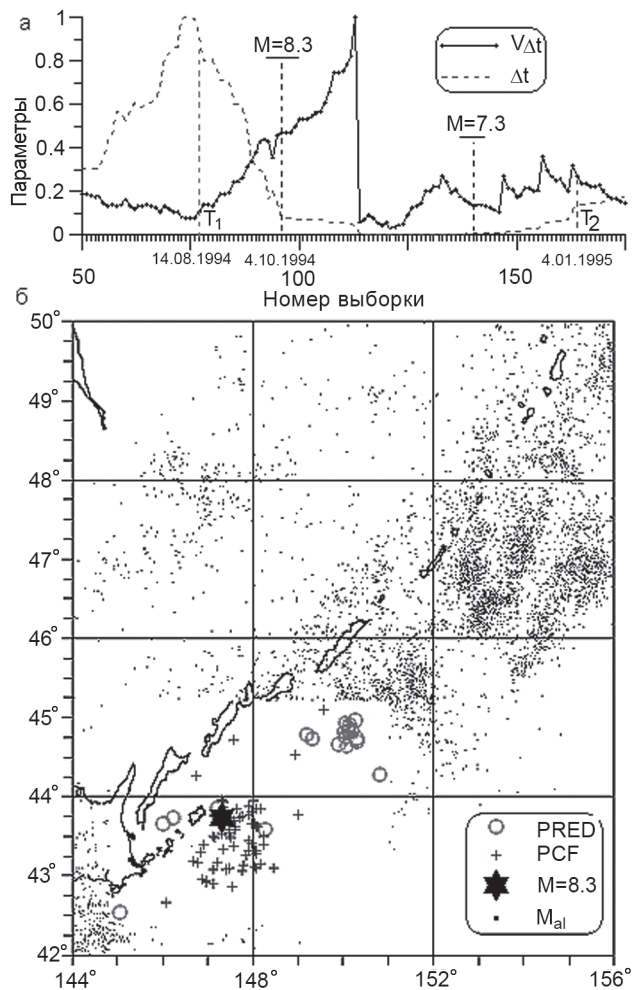


Рис. 1. Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ($M \geq 5.2$) (б) в ОПЗ Шикотанского землетрясения. M_{al} — землетрясения всех магнитуд.

Представляет интерес пространственное распределение сейсмических событий, которые формируют очаговую стадию процесса (рис. 1б). В рассмотренном примере обращает на себя внимание удаленность местоположения основного толчка относительно максимальной концентрации событий, составляющих фазу PRED. При этом события, относящиеся к ПКР, расположены более компактно в зоне основного толчка. Соотношение двух соседних рангов разрушения в рассмотренном примере удовлетворяет условию: $M_{j+1} - M_j \approx 3$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ ПАРНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

Для определения ОПЗ парных землетрясений Курильской дуги в работе использовался каталог землетрясений NEIC за период 1975–2007 гг. Критерием выделения парных сейсмических событий, как

и в работах [15, 17, 20, 21], была их пространственно-временная локализация. Поэтому из базы данных (БД) были выбраны близкие во времени события, различие по магнитуде которых не превышало бы 0.5, а по координатам – 1°. Энергетический диапазон, $M > 7$, выбираемых пар ограничивался условием $M_{j+1} - M_j \approx 3$ при достоверном уровне регистрации в этом районе, не превышающем $M = 4$. В результате выполнения вышеперечисленных условий были выбраны три пары землетрясений, параметры которых представлены в табл. 1, № 3, 4, 5.

На рис. 2а представлено изменение предложенных статистических параметров в ОПЗ (рис. 2б) парных землетрясений 1978 года, которые характеризуются наименьшим временным интервалом следования из выбранных. Особенностью рассматриваемого примера является то обстоятельство, что потеря устойчивости ОПЗ (фаза одновременного увеличения $V_{\Delta t}$ и уменьшения Δt) во времени связана с появлением события с $M = 6.8$, которое менее чем на 3 часа предваряет событие с $M = 7.5$. Оба парных сейсмических явления происходят уже на стадии ПКР, длительность которой составляет 6 суток. Поэтому, строго говоря, в данном случае надо считать события не парными, а тройными, где основным толчком является землетрясение с $M = 6.8$. Пространственное распределение эпицентров демонстрирует: зона событий, относящихся к стадии PRED, вытянута вдоль дуги, а первое из парных от них удалено. События стадии ПКР расположены более компактно, в ту же зону попадают землетрясения с $M = 6.8$ и $M = 7.6$. Таким образом, все три рассмотренных события объединены единой пространственно-временной зоной ПКР.

Особенность парных землетрясений 2004 года заключается в том, что их эпицентры расположены в зоне сочленения Курило-Камчатской и Японской дуг, а расстояние между ними минимальное из выбранных пар. Из характерного изменения статистических параметров, приведенных на рис. 3а, видно, что первое событие с $M = 7$ является основным толчком, а второе попадает во временной интервал ПКР длительностью 43 дня. Специфика “узлового” местоположения ОПЗ отражается в том, что события фаз PRED и ПКР смещены в область, параллельную Японскому разлому (рис. 3б). При этом их пространственные зоны практически накладываются.

Особый интерес представляют Симуширские землетрясения (табл. 1, № 5) не только большим значением магнитуд, но и фактом их пространственного разделения относительно желоба (рис. 4б). Основной толчок ($M = 8.3$) произошел в зоне субдукции, а второй с магнитудой 8.2 определен как внутриплитовый [16, 19]. Длительность фазы PRED составила 46

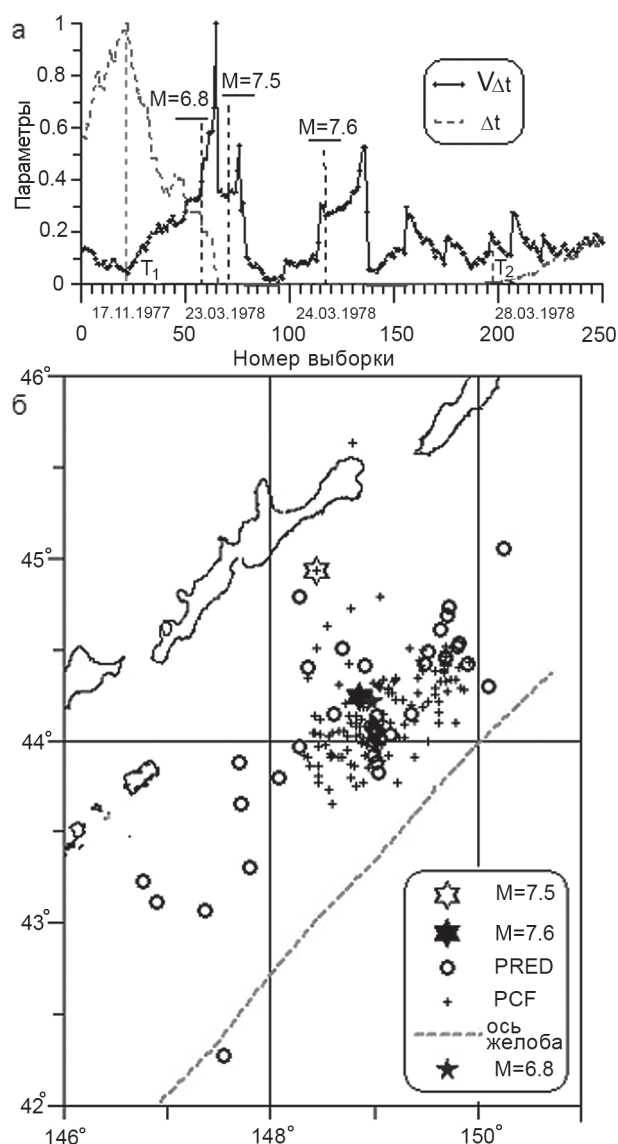


Рис. 2. Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ($M \geq 4.5$) (б) в ОПЗ пары сейсмических событий $M = 7.5$ и $M = 7.6$ (1978).

суток, а интервала ПКР, куда попадает второе парное событие, – 79 суток (рис. 4а). Пространственное распределение событий фазы PRED, в отличие от распределения эпицентров событий ПКР, свидетельствует, что они относятся только к зоне субдукции (рис. 4б). Потеря устойчивости ОПЗ по механизму stick-slip [16] привела к перераспределению упругих напряжений и трансляции их в зону будущего второго толчка с околозвуковой скоростью, о чем свидетельствует появление там первого постшокового события из рассматриваемого диапазона $M \geq 5.2$ менее чем через 9 минут (табл. 2). Это позволяет говорить, что сейсмофокальная зона и внутриплитовая область

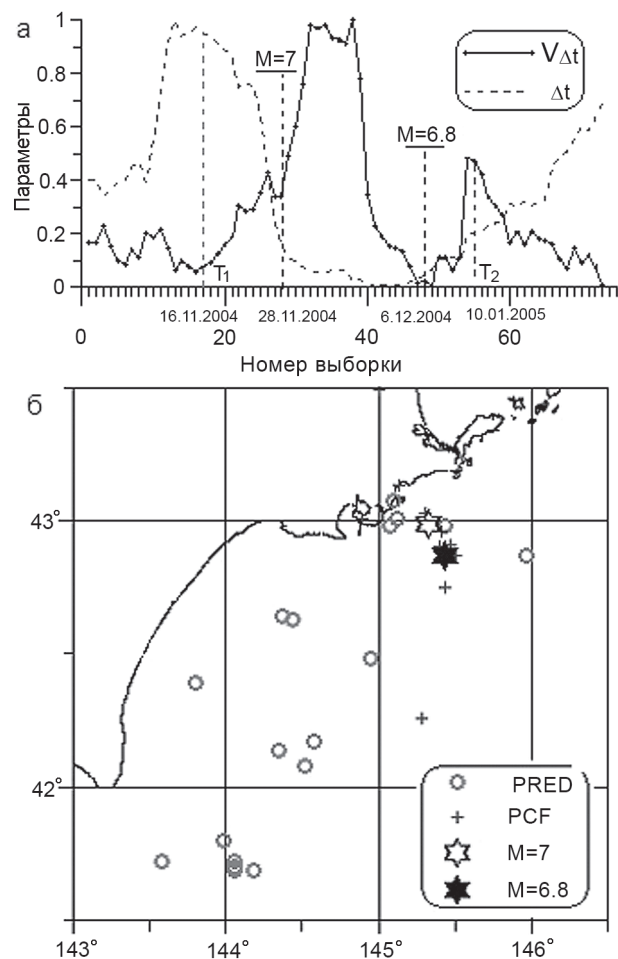


Рис. 3. Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ($M \geq 4$) (б) в ОПЗ пары сейсмических событий $M = 7$ и $M = 6.8$ (2004).

второго толчка составляют единую пространственную зону ПКР.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Используя кинетические представления о прочности твердых тел и сформулированную на их основе иерархическую модель разрушения горных пород, предложена методика выделения областей подготовки землетрясений. Методика позволяет не только прогнозировать сейсмические события в широком диапазоне энерговыделения: горные удары [9] и землетрясения [13], но и предлагает физически обоснованный критерий снятия тревоги – момент времени T_2 . Для района Курильской дуги соотношение между магнитудами землетрясений, относящихся к двум соседним рангам разрушения, удовлетворяет условию: $M_{j+1} - M_j \approx 3$.

Анализ пространственно-временной кинетики пространственных зон подготовки парных землетря-

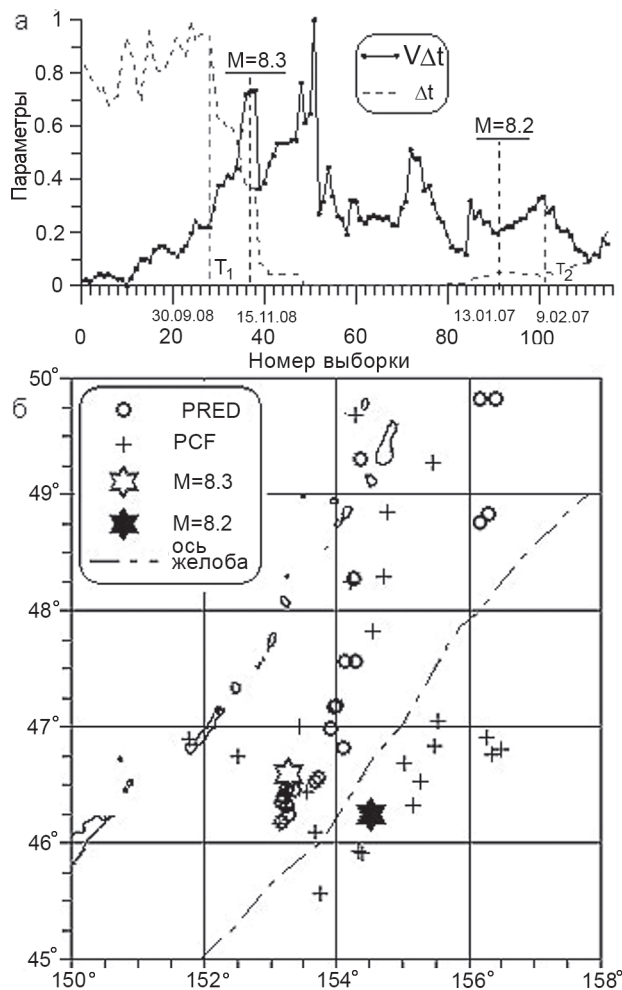


Рис. 4. Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ($M \geq 5.2$) (б) в ОПЗ Симуширских землетрясений.

Таблица 2. Параметры постшоковых сейсмических явлений в зоне Симуширских землетрясений.

час	мин	с	λ в.д.	ϕ с.ш.	H_z км	M
			градусы			
11	14	13.57	153.27	46.59	-10	8.3
11	23	6.92	154.61	46.3	-10	5.6
11	24	29.86	154.52	46.27	-10	5.6
11	24	57.49	153.18	47.77	-10	5.5
11	25	9	152.65	47.52	-10	6
11	28	38.46	154.1	46.09	-10	6
11	29	22.79	154.48	46.37	-10	6.2
11	33	23.8	153.73	46.86	-10	5.5
11	34	58.13	155.3	46.65	-10	6.4
11	40	3.87	151.52	47.67	-10	5.3
11	40	55.05	154.73	46.48	-10	6.4
12	9	17.43	155.36	47.32	-10	5.4
12	15	23.8	154.41	46.3	-10	5.3
12	16	5.54	154.42	47.11	-10	5.7
12	16	44.15	154.67	46.19	-10	5.9
12	26	15.76	153.86	47.42	-10	5.7
12	28	21.33	155.53	47.06	-10	5.5
13	38	23.71	155.19	47.03	-10	5.4

сений показал, что в рассмотренных примерах, отличающихся энергетическим диапазоном событий, пространственно-временным интервалом следования, разделенных или неразделенных зоной субдукции, парные землетрясения объединены единой ОПЗ и являются одним из возможных способов ее релаксации. С позиций физики разрушения горных пород подготовка одиночных, парных, тройных и т.д. событий не имеет принципиальных особенностей, а их реализация определяется локальными, и в этом смысле случайными, значениями физико-механических параметров горных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00542, № 09-05-00639-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арефьев С.С. Форшоки, афтершоки и рои землетрясений // *Физика Земли*. 2002. Т. 38. № 1. С. 55–71.
2. Викулин А.В., Викулина С.А., Водичар Г.М. Землетрясения-дуплеты и пары землетрясений – закономерность сейсмического процесса // *Труды регион. науч.-техн. конф. “Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России”*. Петропавловск-Камчатский, 2008. Т. 1. С. 145–149.
3. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // *Вестн. АН СССР*. 1968. № 3. С. 42–46.
4. Молчан Г. М., Дмитриева О. Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // *Вычислительная сейсмология*. М.: Наука, 1991. Вып. 24. С. 19–50.
5. Прозоров А.Г. Динамический алгоритм выделения афтершоков для мирового каталога землетрясений // *Вычислительная сейсмология*. М.: Наука, 1986. Вып. 19. С. 58–62.
6. Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф. и др. Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // *Изв. АН СССР, Физика Земли*. 1984. № 2. С. 3–15.
7. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др. Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // *Тез. докл. междунар. науч. симпоз. “Проблемы сейсmobезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири”*. Южно-Сахалинск, 2007. С. 27.
8. Томашевская И.С., Хамидулин Я.Н. Предвестники разрушения образцов горных пород // *Изв. АН СССР, Физика Земли*. 1972. № 5. С. 12–20.
9. Томилин Н. Г., Воинов К. А. Контроль состояния породного массива на основе анализа вариации временных интервалов (ВВИ) между сейсмическими событиями // *Методические основы контроля состояния породного массива и прогноза динамических явлений*. М.: Национ. геофиз. ком. РАН, 1994. С. 7–24.
10. Томилин Н.Г., Куксенко В.С. Статистическая кинетика разрушения горных пород: энергетическая иерархия процесса // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 16–25.
11. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Разрушение горных пород как многоуровневый процесс // *Физика Земли*. 2005. № 8. С. 69–78.
12. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Статистическая кинетика разрушения горных пород и прогноз сейсмических явлений // *Физика твердых тел*. 2005. Т. 47, № 5. С. 955–959.
13. Томилин Н.Г., Куксенко В.С. Прогнозирование землетрясений Камчатки. // *Труды регион. науч.-техн. конф. “Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России”*. Петропавловск-Камчатский, 2008. Т. 2. С. 84–88.
14. Шикотанское землетрясение 1994 г. Эпицентральные наблюдения и очаг землетрясения / Ред. С.С. Арефьев, Н.В. Шебалин. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 142 с.
15. Astiz Luciana; Kanamori Hiroo. An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1984. V. 34, Issue 1-2. P. 24–45.
16. Charles J. Ammon, Hiroo Kanamori, Thorne Lay. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands // *Nature*. 2008. 451. P. 561–565.
17. Nakano M., Kumagai H., Yamashina T., Inoue H., Toda S. Earthquake doublet that occurred in a pull-apart basin along the Sumatran fault and its seismotectonic implication // *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #S23D-08*.
18. Petrov V.A., Orlov A.N. Contribution of thermal fluctuations to the scattering and the gauge effect of longevity // *Int. J. Fract.* 1975. V. 11, N 5. P. 881–886.
19. Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.L. et al. Coseismic and postseismic deformation from great 2006-2007 Kuril earthquakes revealed by regional GPS observations, 2007 // *EOS Trans, AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract G13A-0916*.
20. Zahradnik J., Serpetsidaki A., Sokos E., Tselentis G-A. // *Interactive Deconvolution of Regional Waveforms and a Double-Event Interpretation of the 2003 Lefkada Earthquake, Greece / Bull. of the Seismological Soc. of America*, February 1, 2005. 95(1). 159–172.
21. Zhengyu Xu, Susan Y. Schwartz. Large earthquake doublets and fault plane heterogeneity in the northern Solomon Islands subduction zone // *Pure and Applied Geophysics*. 1993. V. 140, N. 2. P. 365–390.

N.G. Tomilin

Pair earthquakes on the Kurils

Areas of pair strong earthquakes including the Simushir earthquakes along the Kuril trench have been defined based on the kinetic concepts of the strength of solid state, multilevel rock structure and the hierarchical model of rock destruction based on them. The analysis of space-time kinetics of these areas has shown the absence of any physical features compared to those for single event preparation.

Key words: area of earthquake preparation, post-shock correlated destruction, Kuril Islands.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУРИЛ И КАМЧАТКИ ПЕРЕД СИМУШИРСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ

Ю.Л. Ребецкий

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

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Выполнена реконструкция поля современных тектонических напряжений для земной коры северо-западного участка Тихоокеанской субдукционной области. Использование для этих целей метода катакластического анализа и данных о величинах напряжений, сброшенных в очаге Симуширского землетрясения 2006, позволило получить не только ориентацию главных осей напряжений, но и величины напряжений, а также выполнить оценку эффективной прочности массивов горных пород. Установлено, что эффективная прочность сцепления для этого участка земной коры соответствует 12 бар, а величины максимальных касательных напряжений не превышают 300 бар. Анализ реконструированного поля напряжений в области подготовки Симуширского землетрясения показал, что эта область практически не содержала участков повышенных напряжений, в которых хрупкое разрушение требует больших энергетических затрат. Средний уровень эффективного давления определяет эту область как наиболее благоприятную для развития крупномасштабного хрупкого разрушения.

Ключевые слова: земная кора, тектоническое напряжение, эффективная прочность, хрупкое разрушение, землетрясение, Курильские о-ва, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Для северо-западного фланга Тихоокеанской субдукционной области с 70-х годов прошлого столетия существовал прогноз областей будущих сильных землетрясений, подготовленный на основе выделения сейсмических брешей второго рода С.А. Федотовым [17]. Этот метод базируется на анализе распределения сильных событий вдоль крупной сейсмогенной зоны и фактически исходит из того, что энергия, накопленная в упругих деформациях, может диссипировать только за счет сильных сейсмических событий. Если вдоль участка такой зоны длительное время не наблюдается сильного события, то этот участок выделяется в качестве наиболее опасного. На начало этого столетия, в соответствии с концепцией С.А. Федотова, сильные землетрясения с магнитудами $M > 8$ следовало ожидать для южного участка Курильской дуги вблизи о. Шикотан, на участке дуги между островами Симушир и Парамушир. Именно участок к восток–северо-востоку от о. Симушир и явился источником двух сильных землетрясений конца 2006 г. и начала 2007 г.

В настоящее время существуют предпосылки для разработки методов прогноза уровня сейсмичес-

кой опасности на основе новых представлений о процессе подготовки землетрясений. Эти методы должны прежде всего опираться на новые методы реконструкции природных напряжений [15] и результаты по изучению закономерности пространственного распределения параметров напряженного состояния в областях подготовки сильных землетрясений [14]. В дальнейшем будем употреблять термин “реконструкция напряжений”, определяя тем самым, что данные о напряжениях получаются путем решения обратной задачи тектонофизики [1]. К таким новым методам реконструкции прежде всего следует относить метод катакластического анализа (МКА) совокупностей механизмов очагов землетрясений [14], позволяющий определять не только ориентацию, но и величины главных напряжений. На основе этого метода для области подготовки катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения был выделен ряд специфических особенностей распределения напряжений, определяющих “благоприятную ситуацию” для формирования очага землетрясения [11, 12]. Оказалось, что большая часть сейсмической энергии, выделившейся при возникновении этого землетрясения, связана со вспарыванием участка западного

фланга Зондской дуги, находившегося в предельном, по Кулону-Мору, состоянии, но имевшего наиболее низкий уровень изотропных напряжений (всестороннее давление). Установлено, что инициирование сильного землетрясения происходит из относительно небольшого (в сравнении с областью, “благоприятной” для возникновения сильного землетрясения) участка регионального разлома с высоким уровнем градиента этих напряжений. Участки повышенного градиента напряжений являются метастабильными зонами земной коры [2].

Учитывая концепцию прогноза С.А. Федотова и землетрясения с магнитудами $M_w = 8.3$ и $M_w = 8.1$, произошедшие соответственно 15.11.2006 и 13.01.2007 в исследуемой субдукционной области вблизи о. Симушир, хотелось бы понять, существуют ли для этих землетрясений закономерности распределения напряжений, отмеченные для области подготовки Суматра-Андаманского землетрясения? Необходимо выяснить, как в поле напряжений проявляются сейсмические бреши второго рода?

МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Для изучения напряженного состояния северо-западного фланга Тихоокеанской субдукционной области использовался МКА разрывных смещений [6, 25]. Этот метод следует рассматривать как развитие хорошо известных методов Е. Кари [21], О.И. Гущенко [3], Дж. Гефарда [22] и С.Л. Юнги [18], выполненное с применением положений, вытекающих из теории пластичности и хрупкого разрушения. Эти положения МКА являются дополнительными в сравнении с положениями, лежащими в основе указанных методов, что позволяет увеличить число параметров тензора напряжений и тензора приращений сейсмостектонических деформаций, определяемых после его применения. Так, если в перечисленных выше методах определяются ориентация главных осей тензора напряжений или приращений сейсмостектонических деформаций и коэффициент, определяющий вид соответствующего эллипсоида, то в МКА результатом реконструкции могут быть полные компоненты тензора тектонических напряжений и нормированные компоненты тензора сейсмостектонических деформаций. Исходными данными для МКА являются сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений, данные о величине напряжений, снимаемых в очагах сильных землетрясений, топография и мощности основных слоев земной коры. Получаемые в результате реконструкции данные о параметрах напряженно-деформированного состояния являются осредненными с масштабами осреднения, зависящими от магнитудного уровня дан-

ных о механизмах очагов землетрясений и от плотности распределения сейсмических событий.

В МКА существует несколько этапов расчетов, позволяющих в зависимости от возможности получения указанных типов данных увеличить число определяемых параметров напряженно-деформированного состояния. На первом этапе МКА при определении ориентации главных осей тензора напряжений и значений коэффициента Лоде-Надаи осуществляется подбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого совокупность анализируемых механизмов очагов землетрясений доставляет максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях [7, 8]. Важнейшим критерием метода, позволяющим осуществлять отбор в пятимерном пространстве (обычное метрическое пространство, время, масштаб) механизмов очагов землетрясений, является требование уменьшения энергии упругих деформаций в результате землетрясения на искомом тензоре напряжений. Этот критерий вместе с максимальным принципом является следствием приложения к совокупности разрывных деформаций критериев теории пластичности.

Подбираемые совокупности землетрясений, удовлетворяющие указанному условию, именуются однородными выборками землетрясений. Они служат для определения параметров эллипсоида тензора напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций (главные оси и вид эллипсоида: одноосное сжатие – чистый сдвиг – одноосное растяжение), нормированных на величину интенсивности сдвига, и характеризуют квазиоднородно деформируемый участок земной коры (домен), которому приписываются результаты расчета напряжений. Заметим, что методы [3, 21, 22] позволяют получить этот же набор данных отдельно для тензора напряжений, а методы [18] – отдельно для тензора приращений сейсмостектонических деформаций. Ни в одном из методов, кроме МКА, нет алгоритма, взаимно увязывающего определение параметров этих двух тензоров.

После первого этапа МКА мы можем говорить о том, что определяются параметры тензора напряжений σ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$ – индексы координатных осей ортогональной системы, например, географической) с точностью до двух неизвестных характеристик тензора напряжений, инвариантных к выбору системы координат, которыми являются всестороннее давление p и модуль максимального касательного напряжения τ :

$$\sigma_{ij} = -(p + \tau \mu_\sigma / 3) \delta_{ij} + \tau [(1 - \mu_\sigma) \ell_{i1} \ell_{1j} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3i} \ell_{3j} + \mu_\sigma \delta_{ij}] \delta_{ii} = 1, \delta_{ij} = 0 \text{ при } i \neq j. \quad (1)$$

Здесь ℓ_{ki} – направляющие косинусы главных осей напряжений ($k = 1, 2, 3$) в выбранной системе координат (i), а μ_σ – коэффициент Лоде-Надаи ($|\mu_\sigma| \leq 1$).

В МКА алгоритм определения компонент p и τ в качестве дополнительного положения использует результаты изучения разрушения в образцах горных пород [20]. Анализ этих результатов позволяет выделить на диаграмме Мора полосу хрупкого разрушения, которая определяет возможные напряженные состояния (рис. 1) как для вновь возникающих разрывов, так и для ранее возникших и вновь активизировавшихся [9, 10]. Эти состояния заключены между двумя характерными кривыми на диаграмме Мора, которыми являются внешняя предельная огибающая (предел прочности) и линия минимального сопротивления статического трения:

$$\tau_n + k_f \sigma_{nn}^* = \tau_f; \tau_n + k_s \sigma_{nn}^* = 0, \text{ при } \sigma_{nn}^* \leq 0 \text{ и } \tau_n \geq 0. \quad (2)$$

Здесь $k_f(\sigma_{nn}^*)$ и $\tau_f(\sigma_{nn}^*)$ – соответственно, коэффициент внутреннего трения и прочность внутреннего сцепления, являющиеся функциями эффективного, нормального к разрыву напряжения σ_{nn}^* , а k_s – поверхностное статическое трение. Левая часть выражений (2) именуется кулоновым напряжением. Заметим, что в выражении (2) эффективное нормальное напряжение учитывает в соответствии с законом К. Терцаги [16] влияние на хрупкое разрушение флюидного давления p_{fl} , возникающего в трещинно-поровом пространстве ($\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} + p_{fl}$). Использование диаграммы Мора и области разрушения для оценки величин напряжений предлагалось в работе [19] для геологических данных.

Данные о параметрах тензора напряжений, полученные после первого этапа, позволяют рассчитать значения редуцированных нормальных и касательных напряжений $\tilde{\sigma}_{nn}$ и $\tilde{\tau}_n$, действующих на плоскости разрыва, порождающего землетрясения, и нанести соответствующие точки на редуцированную диаграмму Мора (рис. 2), которая может быть получена путем нормировки девиаторных компонент тензора напряжений на τ и вычитания из нормальных напряжений величины, отвечающей нормальным напряжениям (σ_0) на площадках действия максимальных касательных напряжений (τ):

$$\begin{aligned} \sigma_{nn} &= \sigma_0 + \tau \tilde{\sigma}_{nn}; \tau_{ns} = \tau \tilde{\tau}_{ns}, \\ \text{при } \sigma_0 &= -(p + \tau \mu_\sigma / 3), \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\sigma}_{nn} &= (1 - \mu_\sigma) \ell_{1n}^2 - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3n}^2 + \mu_\sigma, \\ \tilde{\tau}_{ns} &= (1 - \mu_\sigma) \ell_{ni} \ell_{sj} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{3n} \ell_{3s}. \end{aligned}$$

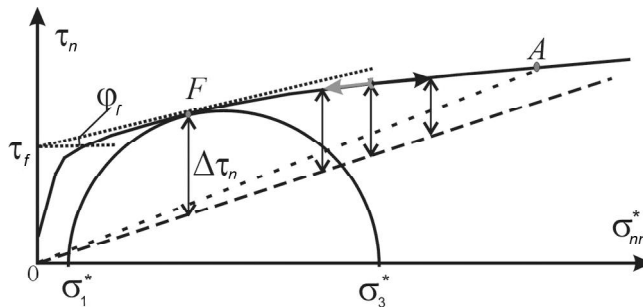


Рис. 1. Взаимоотношение областей хрупкого разрушения и пластического течения на диаграмме Мора.

Сплошная кривая – внутренняя прочность горных пород; короткий и длинный пунктир – минимальное сопротивление сухого статического для существующих трещин и кинематического трения, реализующегося при движении ее бортов; точечный пунктир отвечает определению параметров прочности ($k_f = tg\phi_f$ и τ_f) для точки F ; вертикальные отрезки отвечают величинам сбрасываемых напряжений в соответствующих точках; серая и черная стрелки определяют направление изменения напряженного состояния, при котором хрупкое разрушение происходит соответственно более эффективно и менее эффективно.

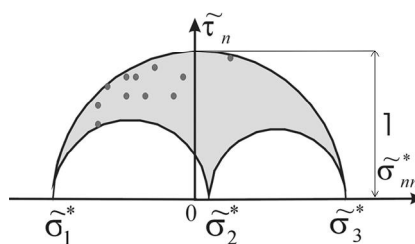


Рис. 2. Редуцированная диаграмма Мора.

Точки определяют редуцированные нормальные и касательные напряжения, действующие на плоскости разрыва – в очаге землетрясения из однородной выборки.

Здесь n – индекс нормали к одной из нодальных плоскостей, которая реализована в виде очага землетрясения, s – индекс вектора, лежащего в плоскости разрыва и определяющего направление действия касательного напряжения.

Диаграмма Мора представляет собой эффективный инструмент визуализации напряженных состояний и оценки их близости к предельному, достижение которого приводит либо к хрупкому разрушению, либо пластическому течению (на рис. 1 точка A разделяет области хрупкого разрушения и пластического течения). В МКА вводится аппроксимация предельной огибающей (рис. 1) прямой линией, параллельной линии поверхностного статического трения (рис. 3). Эта аппроксимация в дальнейшем позволяет на основе анализа разброса точек на редуцированной

диаграмме Мора, характеризующих напряжения $\tilde{\sigma}_{nn}$ и $\tilde{\tau}_n$ для совокупности землетрясений в каждой из однородных выборок, находить значения относительных величин максимальных касательных напряжений τ/τ_f и эффективного всестороннего давления p^*/τ_f ($p^* = p - p_{fl}$), определяемых с точностью до неизвестного значения эффективного внутреннего сцепления породного массива τ_f .

Абсолютные значения напряжений определяются после оценки величины τ_f , которая может быть выполнена на третьем этапе реконструкции. Для этого необходимо привлечь дополнительную информацию в виде сейсмологических данных о величине напряжений, снимаемых в очаге сильного землетрясения [11, 12], произошедшего в исследуемом регионе. При этом магнитуда анализируемого землетрясения должна превышать магнитуды землетрясений, участвовавших ранее в определении параметров тензора напряжений на первых двух этапах МКА. Необходимо, чтобы характерный линейный размер очага был не меньше характерного линейного размера, определяющего масштаб осреднения параметров напряжений, получаемых в результате реконструкции. Алгоритм расчета связан с возможностью после первых двух этапов оценить с точностью до нормировки на неизвестную величину τ_f напряжения $\Delta\tau_n$, снимаемые вдоль произвольно ориентированной плоскости (рис. 3):

$$\langle \Delta\tau_n / \tau_f \rangle = \tilde{\tau}_n \langle \tau / \tau_f \rangle + k_k (\tilde{\sigma}_{nn} \langle \tau / \tau_f \rangle - \langle \sigma_o^* / \tau_f \rangle), \quad (4)$$

при $\sigma_o^* = \sigma_o - p_{fl}$ и $p^* = p - p_{fl}$.

Здесь k_k – коэффициент поверхностного кинематического трения. В правой части выражения (4) параметры, заключенные в треугольных скобках, определяются после второго этапа реконструкции, а редуцированные напряжения ($\tilde{\tau}_n, \tilde{\sigma}_{nn}$) – после первого.

В МКА существует критерий выделения одной из двух нодальных плоскостей механизма землетрясения, реализованной в виде очага. Основу этого анализа составляет расчет редуцированных кулоновых напряжений. В качестве реализованной плоскости выбирается нодальная плоскость, для которой значения кулоновых напряжений больше:

$$(\tilde{\tau}_n + k_s \tilde{\sigma}_{nn}) - (\tilde{\tau}_s + k_s \tilde{\sigma}_{ss}) > 0 \quad (5)$$

Здесь n и s – индексы нормалей к нодальным плоскостям механизмов очага анализируемого землетрясения. Анализ применимости подобного критерия на примере большого числа сильных событий, для которых реализованная плоскость была определена геологическими или сейсмологическими методами, по-

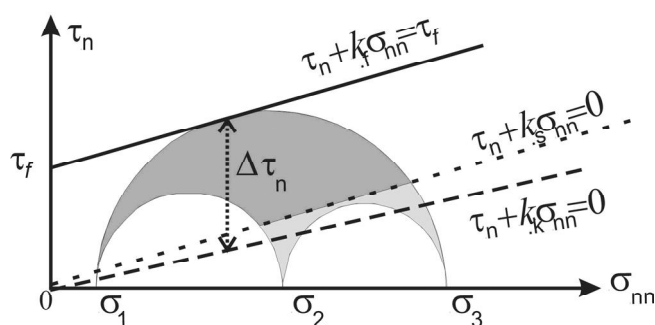


Рис. 3. Редуцированная диаграмма Мора.

Сплошная линия – аппроксимация внешней предельной огибающей, короткий пунктир – минимальное сопротивление статического поверхностного трения, длинный пунктир – сопротивление кинематического поверхностного трения. Вертикальный отрезок – сброшенные напряжения.

казал хорошую надежность [15]. Имеются свидетельства о хорошем соответствии этого критерия природному процессу и при анализе слабых событий [4].

Если в регионе, для которого выполнены первые два этапа реконструкции напряжений по МКА, произошло сильное землетрясение и для него из сейсмологических данных известна величина сброшенных напряжений, то, рассчитав для этого землетрясения согласно выражению (4) относительную величину $\langle \Delta\tau_n / \tau_f \rangle$, можно оценить значение эффективной прочности породного массива τ_f . После оценки τ_f можно рассчитать абсолютные значения максимальных касательных напряжений τ и эффективного всестороннего давления p^* .

Для расчета всестороннего давления p , действующего в горных породах, необходимо сделать дополнительные предположения и привлечь дополнительные данные. В настоящее время в МКА применяется предположение, часто используемое в геодинамике [27], определяющее, что нормальные напряжения, действующие на горизонтальных площадках, равны весу вышележащего столба горных пород. Подобное допущение требует учета рельефа дневной поверхности при оценке напряжений, средних для коры в целом (масштаб осреднения в первые десятки километров), и рельефа внутренних слоев коры при осреднении с меньшим линейным масштабом. Если иметь в виду расчет средних для коры напряжений, то в соответствии со сделанным предположением можно записать:

$$p = \gamma h + (\tilde{\sigma}_{zz} - \mu_\sigma / 3)\tau \quad (6)$$

Здесь γ – удельный вес, $h = H_c + H_r$ – мощность столба горных пород от поверхности до глубины реконструкции напряжений (H_c – глубина от нулевого уровня

для точки расчета, H_r – высота рельефа от нулевого уровня), $\tilde{\sigma}_{zz}$ – редуцированные вертикальные напряжения (см. выражения (3)). Таким образом, γh – вес столба горных пород на единицу горизонтальной площади, определенный в центре трехмерного домена, для которого выполнялась реконструкция напряженного состояния, учитывающий рельеф дневной поверхности, осредненный с тем же окном осреднения, что и данные о параметрах напряжений. В случае расчета для участков океанической коры в выражении (6) необходимо учитывать вес столба воды от океанического дна до поверхности океана. Выражение (6) до настоящей работы использовалось в рамках МКА для оценки всестороннего давления.

Заметим, что гипотеза, реализованная в выражении (6), фактически предполагает отсутствие касательных напряжений на вертикальных и горизонтальных площадках. Подобное положение в зонах субдукции следует рассматривать как очень сильное упрощение, т.к. здесь площадки действия максимальных касательных напряжений имеют субгоризонтальное и субвертикальное положения [6, 15, 26]. В силу этого в настоящей работе впервые предложено использовать более точное выражение, связывающее вертикальные напряжения с весом горных пород, которое было получено в рамках приближения коры толстой плитой [15]:

$$p = \gamma h + [(\tilde{\sigma}_{zz} - \mu_\sigma / 3)\tau + d(\tilde{\sigma}_{zz}\tau) + d(\tilde{\sigma}_{yz}\tau)] \quad (7)$$

Здесь дополнительные в сравнении с выражением (6) члены определяют изменения в латеральном направлении касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках в двух ортогональных направлениях. После расчета всестороннего давления можно, используя (4), рассчитать и флюидное давление в трещинно-поровом пространстве пород. Полученные данные о флюидном давлении также являются средним значением, отвечающим масштабу осреднения реконструированных компонент тензора напряжений. В рамках МКА последние процедуры расчета, опирающиеся на выражение (7), фактически отвечают введению четвертого этапа реконструкции параметров напряжений.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

С целью изучения особенности напряженного состояния в областях подготовки сильных землетрясений нами был создан региональный каталог механизмов очагов землетрясений, основой которого являлся мировой каталог сейсмологических данных, размещенный на веб-узле Гарвардского университета [24]. В него вошли 1220 землетрясений с магнитудами более 4.7, произошедшие с 1976 г. по июнь

2006 г. на глубинах до 100 км (рис. 4). За период наблюдений в регионе возникло 26 сильных землетрясений с магнитудами более 7, включая Шикотанское землетрясение с $M = 8.2$ (4.10.1994).

Магнитудный диапазон созданного регионального каталога (рис. 4) и плотность распределения эпицентров землетрясений позволили выполнить реконструкцию параметров напряженного состояния с осреднением 30–50 км. Поскольку более 600 событий произошло на глубине более 30 км, а 250 событий находились на глубинах более 50 км, то реконструкция параметров напряженного состояния выполнялась в узлах сетки $0.2^\circ \times 0.2^\circ$, расположенной на глубинах 20 км, 40 км и 60 км. Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений (первый этап реконструкции) удалось завершить для 778, 835 и 663 квазиоднородных доменов, соответствующих глубинам 20 км, 40 км и 60 км, при числе землетрясений в таких выборках не менее шести. Следует заметить, что шаг сетки меньше характерного размера, определяющего масштаб осреднения напряжений и равно 50–100 км. Он был выбран таким, чтобы уже на стадии расчета сгладить пространственные изменения напряжений и приблизить домены с определяемыми параметрами напряжений к очагу Симуширского землетрясения, данные о снимаемых напряжениях которого будут нами использоваться в процессе расчета. Здесь мы будем представлять только результаты реконструкции для глубинного уровня 20 км.

Первый этап реконструкции напряжений.

Реконструкция параметров эллипсоида напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций, выполненная в рамках первого этапа МКА, позволила построить карты ориентации главных осей тензора напряжений, типа тензора напряжений и напряженного состояния. На рис. 5 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей алгебраических максимального и минимального из главных напряжений, построенные в направлении их погружения для доменов, центры которых располагались на глубине 20 км. Отметим, что при построении осей результаты реконструкции прореживались для удобства графического изображения.

Оси алгебраически минимального главного напряжения σ_3 (рис. 5а) полого погружаются на юго-восток (средний азимут простирания – 135° , средний угол погружения – около 19° , рис. 6а). Угол погружения этих осей уменьшается с приближением к островной дуге, в отдельных точках здесь имеет место смена направления погружения. Достаточно резкая смена простирания осей σ_3 имеется в области сопряжения камчатского участка субдукционной области с

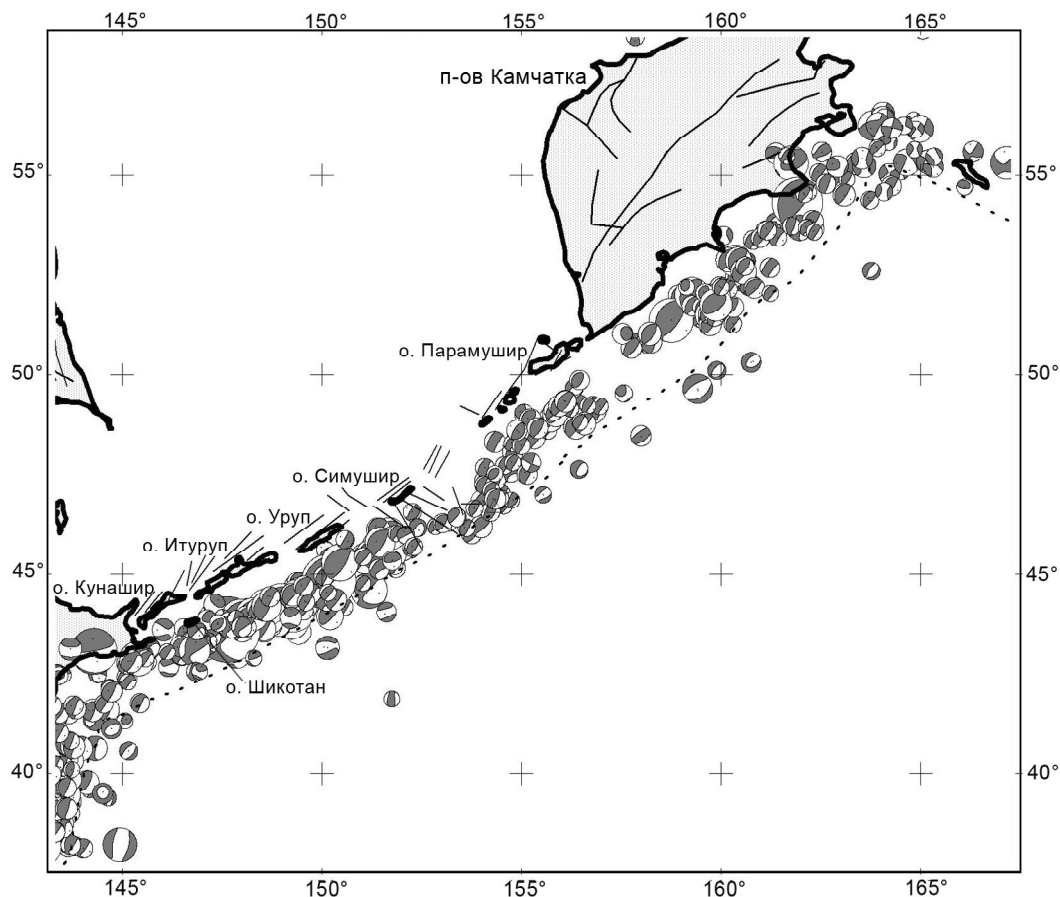


Рис. 4. Механизмы очагов коровых землетрясений с $M > 5.5$.

Точечный пунктир – ось океанического желоба, сплошные линии – разломы.

алеутским сегментом. Оси алгебраически максимального напряжения σ_1 (рис. 5б) круто погружаются в направлении задугового бассейна. Среднее значение угла погружения соответствует 62° (см. рис. 6б). Наблюдаются большие отклонения этих осей от среднего простирания (азимут 290°), чем это имеет место для σ_3 . Особо здесь следует выделить два участка: сопряжение камчатского и алеутского сегментов субдукционных областей и юго-западный участок вблизи о. Хоккайдо, где оси этих напряжений сменяют свою ориентировку более чем на 45° .

Полученная по результатам реконструкции ориентация осей главных напряжений, определяющая пологое погружение оси максимального сжатия под океаническую плиту, крутое погружение оси минимального сжатия под субконтинентальную и простирание промежуточного главного напряжения вдоль линеамента океанического желоба, является типичной ориентацией главных напряжений в субдукционных областях [15]. Подобное положение осей главных напряжений определяет наличие здесь преиму-

щественного режима горизонтального сжатия (рис. 7а). Некоторое отклонение от этого режима опять наблюдается в северо-восточном и юго-западном сегментах дуги. В первом сегменте появляются обширные области режима горизонтального сдвига в обстановке дополнительного сжатия, а во втором – сдвигового режима. Сдвиговый режим также появляется в коре вдоль побережья Камчатки, начиная от п-ова Шипунский.

Очень однородным выглядит и распределение характеристики тензора напряжений, определяемой значениями коэффициента Лоде-Надаи (рис. 7б). Практически везде здесь имеет место тензор чистого сдвига, когда алгебраически максимальное и минимальное главные девиаторные напряжения близки друг к другу по абсолютной величине и противоположны по знаку (промежуточное главное девиаторное напряжение равно нулю). Отличия от этого типа тензора (эллипсоида напряжений) имеются в ранее указанных юго-западном и северо-восточном концевых участках рассматриваемой области.

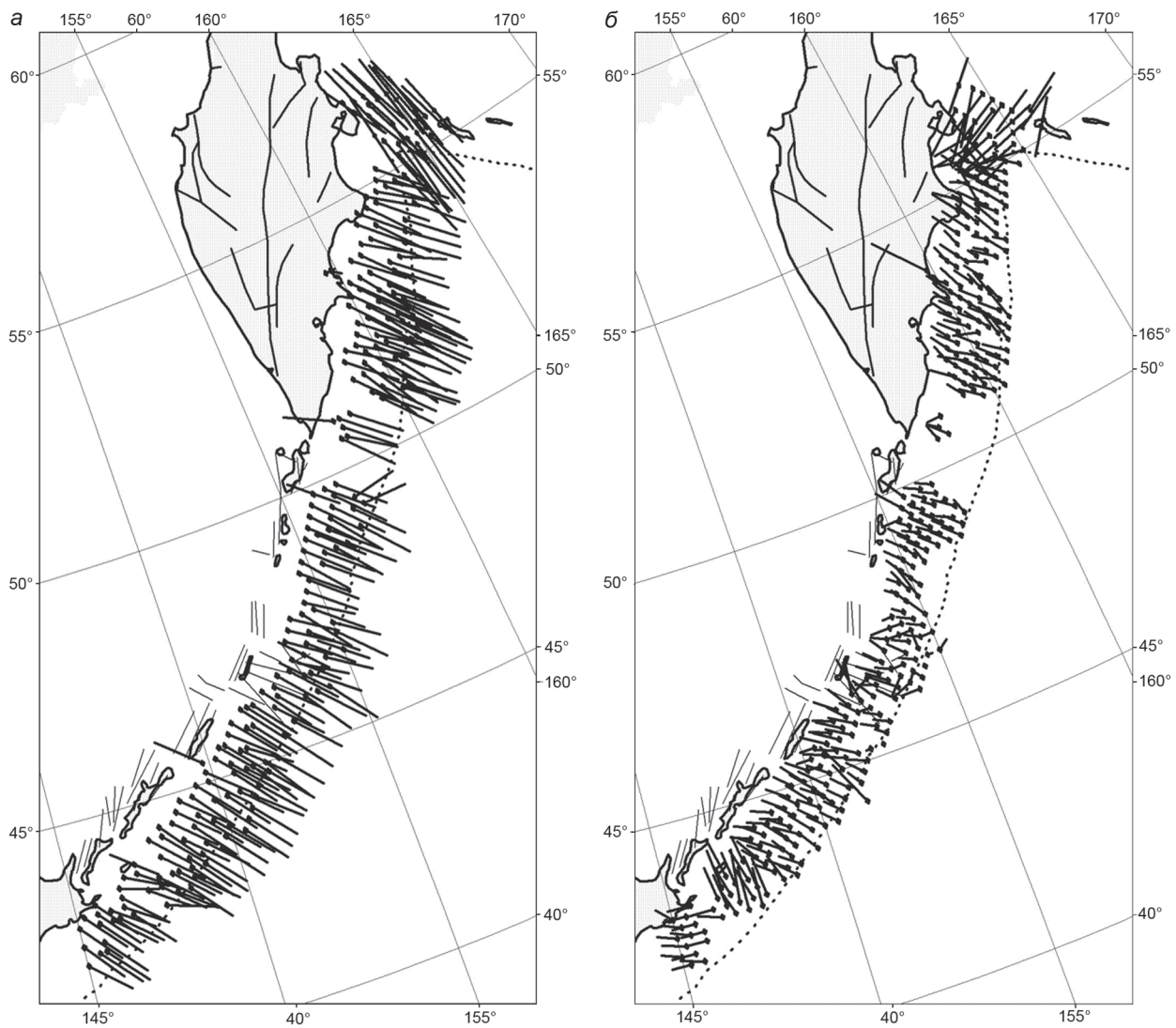


Рис. 5. Проекция на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия (а) и растяжения (б).

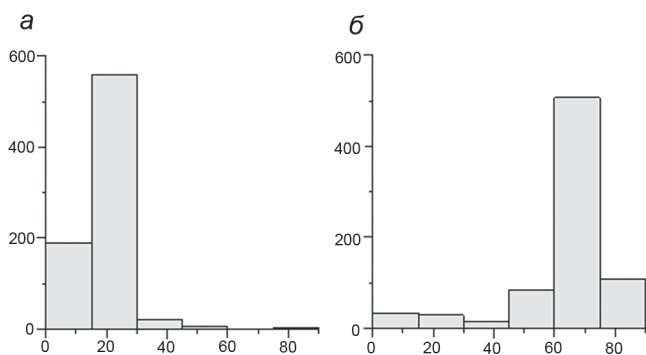


Рис. 6. Диаграммы углов погружения осей главных напряжений максимального девиаторного сжатия (а) и растяжения (б).

Указанная выше особенность устойчивой ориентации осей главных напряжений для субдукционных областей отражается в устойчивой ориентации касательных напряжений, действующих на субгоризонтальных площадках (рис. 8а). Эти напряжения для площадок, нормали которых направлены к центру Земли, показывают, в каком направлении к коре приложены воздействия со стороны мантии. В рассматриваемой области эти касательные напряжения практически всюду направлены по нормали к желобу. Подобная их ориентация соответствует представлениям о конвективном механизме воздействия мантии на поддвигающуюся океаническую литосферную плиту (рис. 9).

Следует особо отметить, что направление действия данных напряжений является наиболее устой-

чивым даже в сравнении с ориентацией осей напряжений максимального сжатия, что позволяет рассматривать касательные напряжения, действующие на субгоризонтальных площадках, в качестве активного воздействия, формирующего напряженное состояние в соответствии со структурным строением исследуемого участка.

Как выше отмечалось, МКА – единственный из существующих методов, позволяющий определить одновременно параметры тензора напряжений и тензора приращений сеймотектонических деформаций. В нем появляется возможность сравнить эллипсоиды напряжений и приращений сеймотектонических деформаций, используя выражение:

$$A = \sqrt{(\bar{s}_{ij} - \bar{S}_{ij})(\bar{s}_{ij} - \bar{S}_{ij})} \quad (8)$$

где \bar{s}_{ij} и \bar{S}_{ij} – нормированные компоненты девиатора тензора напряжений и тензора приращений сеймотектонических деформаций, соответственно.

Нормировка в (8) производится на максимальное касательное напряжение и максимальную деформацию сдвига, соответственно. Если эллипсоиды напряжений и приращений сеймотектонических деформаций подобны (главные оси совпадают, а коэффициенты Лоде-Надаи равны), то величина $A = 0$, а механические свойства среды, для которой было получено данное значение, являются изотропными. Максимальные различия указанных тензоров определяют значения $A \approx 3$. Значения $A > 0$ определяют различную степень анизотропии среды.

Расчеты, выполненные на основе выражения (8), позволили выявить участки, для которых эл-

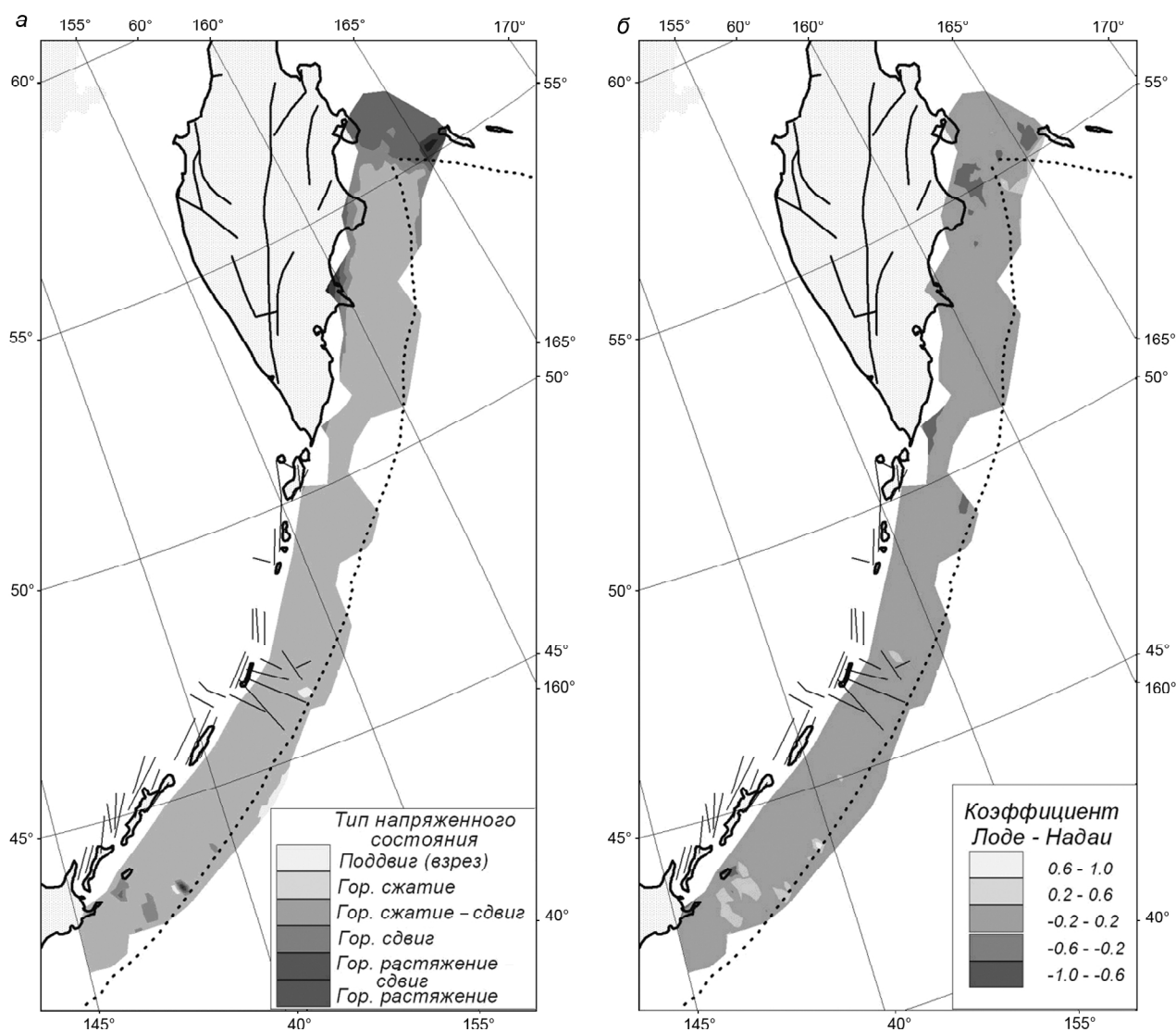


Рис. 7. Районирование по типу напряженного состояния (а) и виду тензора напряжений, определяемого значениями коэффициента Лоде-Надаи (б).

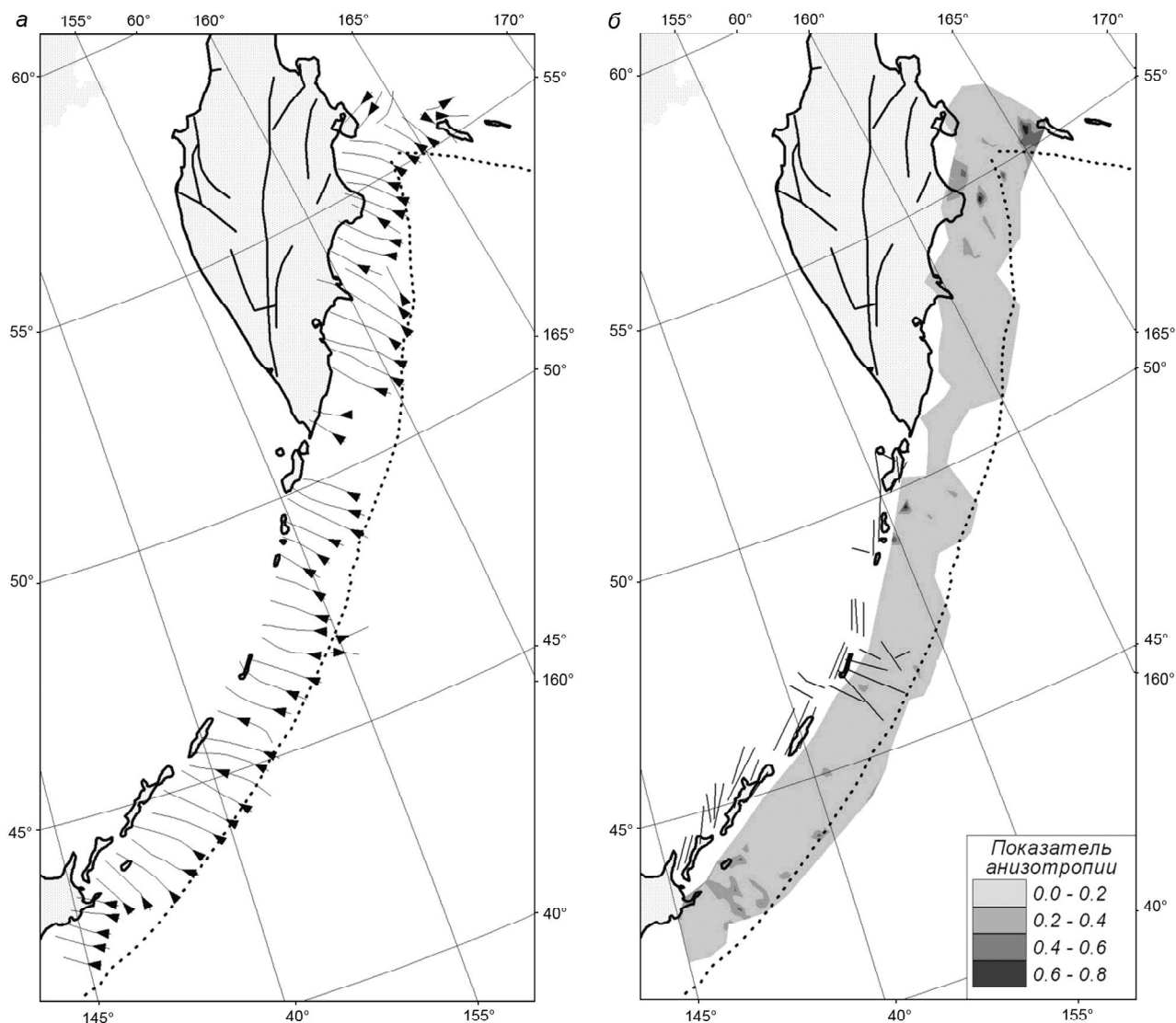


Рис. 8. Направления поддвиговых касательных напряжений (а) и районирование по степени подобия эллипсоидов напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций (б).

липсоиды напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций не были подобны (рис. 8б). К таким участкам относятся сегменты вблизи сочленения Камчатской и Алеутской субдукционных областей, а также вблизи о. Шикотан. Если для первого сегмента анизотропия, скорее всего, связана с резким изгибом субдуцирующей литосферной плиты, то для второго – возможно определяется особенностями глубинного строения коры.

Второй этап реконструкции напряжений. Созданные для каждого из 778 доменов однородные выборки механизмов очагов землетрясений (глубина 20 км) в соответствии с алгоритмом МКА позволили рассчитать относительные величины эффективного всестороннего давления p^*/τ_f (рис. 10а) и максимальных касательных напряжений τ^*/τ_f . Для исследуемо-

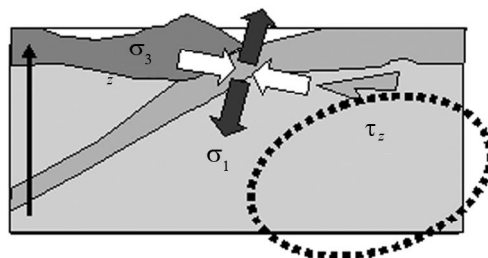


Рис. 9. Схема ориентации осей главных напряжений и максимальных касательных напряжений в субдуцирующей литосферной плите, отвечающей конвекционному механизму нагружения.

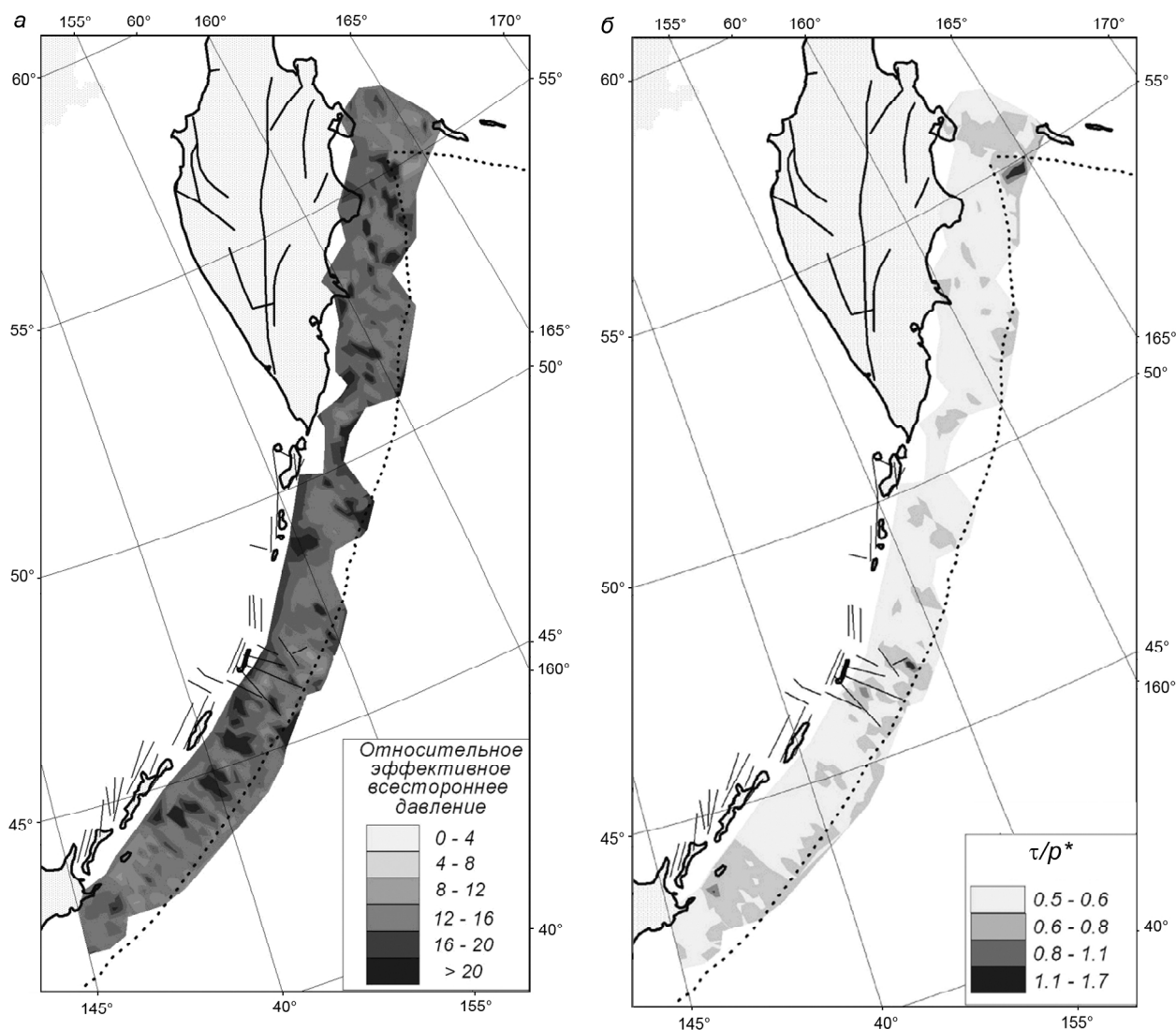


Рис. 10. Распределение относительного эффективного всестороннего давления (а) и максимального касательного напряжения (б).

го района наблюдается достаточно мозаичное распределение эффективного всестороннего давления (вдоль о-вов Итуруп и Уруп, а также вдоль побережья п-ова Камчатка). Наряду с этим имеется несколько крупных участков (150–250 км), в пределах которых этот параметр относительно постоянен, причем его значения от 4 до 12 отвечают среднему уровню. Эти участки расположены вблизи о-вов Шикотан, Симушир и Парамушир, а также вблизи сочленения Камчатской и Алеутской областей субдукции.

На рис. 10б показано распределение отношения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления τ/p^* , который в исследуемом районе меняется от 0.5 до 1.7. При этом наибольшие значения соответствуют наименьшему уровню эффективного всестороннего давления

(рис. 11). Более темные цвета заливки серого цвета (рис. 10б, 11) отвечают областям среднего и ниже среднего уровня эффективного всестороннего давления, т.е. тем областям, которые в соответствии с изложенной концепцией являются потенциально опасными для полного разрушения при динамическом развитии разрыва.

Отметим, что значение $\tau/p^* \approx 0.6$ соответствует принятой в расчетах второго этапа МКА величине эффективного, т.е. отвечающего масштабу осреднения, коэффициента внутреннего трения массивов горных пород k_f . При больших значениях напряжений правая часть выражения (2) дает небольшой вклад в сопротивление разрушению на скалывание, основное сопротивление генерируется силами трения $k\sigma_n^*$.

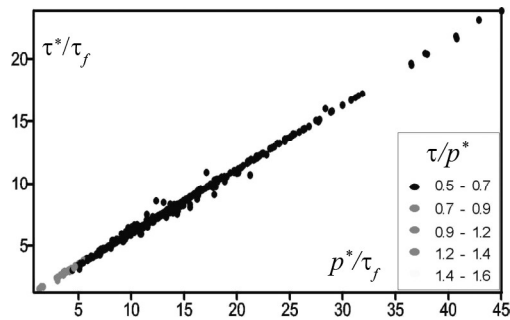


Рис. 11. Соотношение относительной величины эффективного всестороннего давления p^*/τ_f и максимального касательного напряжения τ/τ_f . Разными оттенками серого цвета показано изменение соотношения τ/p^* .

Третий этап реконструкции напряжений.

Для реализации третьего этапа реконструкции нами были использованы сейсмологические данные об энергетических параметрах первого из двух сильных Симуширских землетрясений. По данным, представленными на веб-узле Гарвардского университета, величина энергии, выделившейся в сейсмических волнах E_s , и сейсмический момент M_o землетрясения, произошедшего 15.11.2006 г., были соответственно равны: $7.4 \cdot 10^{16}$ Дж и $3.4 \cdot 10^{21}$ Дж. Величину сброшенных напряжений можно рассчитать, используя выражение [5]:

$$\Delta\tau_n = 2\mu \frac{E_s}{M_o} \quad (9)$$

Полагая модуль сдвига $\mu = 4 \cdot 10^{10}$ Па, из выражения (9) находим $\Delta\tau_n = 17 \cdot 10^5$ Па.

С другой стороны, величину сброшенных напряжений с точностью до нормировки на неизвестное значение эффективного сцепления массивов пород τ_f можно получить, используя результаты первых двух этапов реконструкции МКА и выражение (6). Анализ афтершоковой области, учитывающий возможную геометрию очага землетрясения [23], показал, что реализованной в виде разрыва являлась одна из нодальных плоскостей, которая соответствовала положому погружению субдуцирующей океанической плиты под субконтинентальную плиту. МКА также позволяет различать нодальные плоскости на реализованную в виде очага и фиктивную, используя для этого данные о напряженном состоянии (3).

На рис. 12а показана редуцированная диаграмма Мора, построенная для напряжений, отвечающих началу «вспарывания» очага. На ней указаны параметры вектора напряжений, действующего для каждой из нодальных плоскостей. Как видно, полагая нодальная плоскость очень близка к плоскости эффективного

внутреннего трения, в то время как вторая субвертикальная нодальная плоскость не попадает даже внутрь области хрупкого разрушения (пространство между внешней огибающей и линией статического трения).

Для области очага анализируемого землетрясения, имевшей протяженность вдоль желоба порядка 240 км, существовало 145 доменов, для которых были получены данные о параметрах тензора напряжений (рис. 5, 7, 10). Эти домены покрывают около 85 % площади очага. Поскольку отсутствие данных о напряжениях в большинстве случаев связано с отсутствием данных о механизмах очагов землетрясений, то можно предположить, что в этих областях не достигнуто не только предельное состояние (касание внешней огибающей большим кругом Мора, см. рис. 1), но и состояние, обеспечивающее активизацию ранее существовавших трещин (большой круг Мора не пересекает линию минимального сухого трения, рис. 1). Для этих доменов в соответствии с выражением (4) может быть подсчитана относительная величина сбрасываемых напряжений $\Delta\tau_n/\tau_f$. Отметим на рис. 12б также домены отрицательного значения $\Delta\tau_n/\tau_f$ (символы в виде кружков). Они располагаются вдоль ближней к поверхности границы очага, параллельной оси желоба. Разрушение этих доменов сопровождалось не выделением упругой энергии, а, наоборот, закачкой энергии в горный массив. Подобная ситуация объясняется различием направления вектора среднего смещения, реализованного в очаге, с ориентацией на плоскости разрыва вектора касательных напряжений для этих доменов (угол между векторами более 90°) [15].

Используя данные о напряженном состоянии этих доменов и суммируя вклад в сброшенные напряжения для участка очага в пределах каждого из доменов, на основании выражения (4) находим $\Delta\tau_n/\tau_f = 1.42$. Далее, используя полученное ранее из сейсмологических данных значение сброшенных напряжений, находим величину эффективного сцепления $\tau_f = 12 \cdot 10^5$ Па. Рассчитанное значение эффективного сцепления τ_f меньше сцепления, полученного в экспериментах на малых образцах (первые сантиметры) кристаллических горных пород в полтора порядка ($35 \cdot 10^5$ Па), полученного для западного фланга Зондской субдукционной области при использовании энергетических параметров Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2006. Однако в расчетах нормированных сброшенных напряжений по МКА для Суматра-Андаманского землетрясения только 30 % площади очага покрывали домены с данными о параметрах напряженного состояния, этот факт ухудшает точность определения прочностных параметров.

Получив значение τ_f , можно найти абсолютные значения эффективных напряжений. На рис. 13 представлено распределение в коре исследуемого района максимальных касательных напряжений и поддвигаемых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках. Здесь так же, как это было и для эффективного всестороннего давления (рис. 10-а), сосуществуют области квазиоднородного уровня и области мозаичного чередования повышения и понижения данного параметра. В соответствии с рис. 11, доменам с повышенными значениями τ отвечают и повышенные значения p^* .

Для юго-западного фланга исследуемой сейсмоактивной области распределение касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках, схоже с распределением τ . Однако в центральной части и в северо-восточном фланге различия распределения этих параметров – существенные. Участки повышенных значений τ_z можно интерпретировать как зоны зацепа, через которые мантия передает воздействие на кору, а участки пониженных значений – как зоны, где контакт мантии и коры нарушен. Началу “вспарывания” Симуширского землетрясения отвечала зона минимальных значений этих напряжений.

Четвертый этап реконструкции напряжений.

Использование выражения (7), данные о топографии рельефа суши и океанического дна позволяют рассчитать величину давления в твердом каркасе горных пород p . На рис. 14а представлено распределение значений отношения всестороннего давления к

литостатическому давлению $p_h = \gamma h$ (h – глубина центра домена, для которого выполняется расчет). Диапазон изменения отношения p/p_h составляет 0.985–1.057 при среднем значении 1.012. Отклонение среднего значения от литостатического давления (0.012) к диапазону его изменения (0.072) составляет около 17 %, что существенно больше подобного отношения для земной коры Алтая и Саян (около 1.5 %), полученного в [13]. Отклонение указанных величин характеризует величину внешнего (бокового по отношению к изучаемому региону) давления на фоне вариации напряжений за счет внутренних неоднородностей. Это, а также результат анализа касательных напряжений на горизонтальных площадках, определяет, что вклад в напряженное состояние внешнего к региону воздействия, возможно, составляет около 70–80 % уровня девиаторных напряжений, обусловленных собственным весом горных пород и морской воды.

На рис. 14б показана взаимосвязь отношения p/p_h со значениями максимального касательного напряжения и относительного флюидного давления в трещинно-поровом пространстве p_{fl}/p_h , наблюдаемая в доменах, для которых были рассчитаны параметры напряжений. Для расчета флюидного давления использовались данные о всестороннем эффективном давлении и давлении в каркасе горных пород ($p_{fl} = p - p^*$). Как видно из рисунка, наблюдаемое соотношение величин позволяет предположить квазилинейное соотношение между τ и p/p_h . Увеличения значений отношения p/p_h сопровождаются ростом

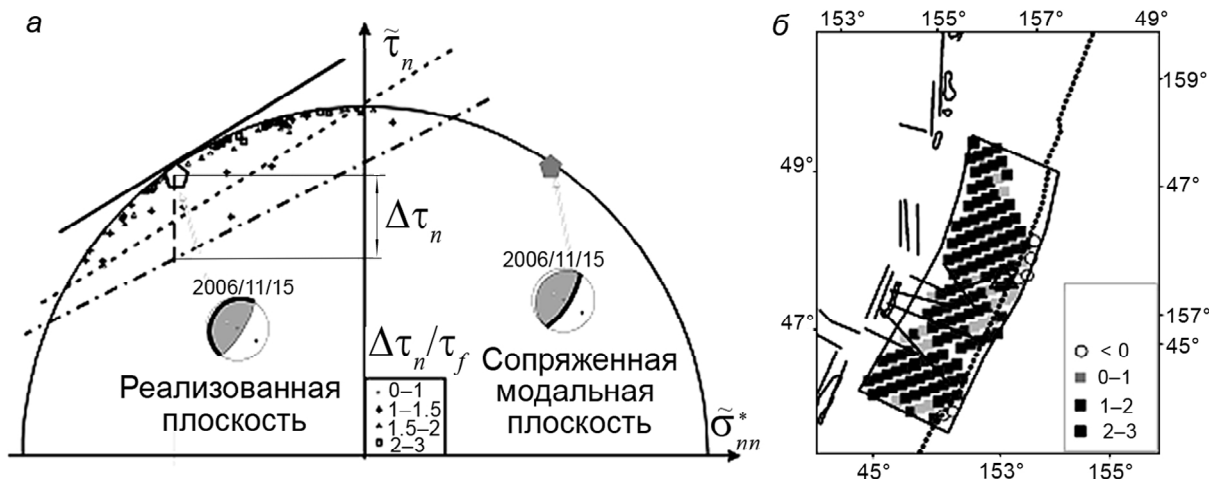


Рис. 12. Параметры очага Симуширского землетрясения 15.11.2006 г.

а – выбор в рамках МКА одной из двух нодальных плоскостей (утолщенный полукруг на изображении механизма очага) в виде реализованного разрыва, используя редуцированную диаграмму Мора (линия, касательная к большому кругу Мора, – предел прочности, пунктирная линия – минимальное сухое статическое трение, штрих-пунктирная линия – сухое кинематическое трение), см. также рис. 3; б – распределение относительной величины сброшенных напряжений $\Delta\tau_n/\tau_f$ в пределах очага землетрясения (прямоугольная область).

касательных напряжений. В доменах с близким уровнем отношения p/p_i повышение флюидного давления приводит к снижению уровня касательных напряжений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя особенности напряженного состояния в области подготовки Симуширского землетрясения 15.11.2006, отметим, что в ней не наблюдалось участков повышенного уровня поддвиговых касательных напряжений, определяющих уровень воздействия на кору со стороны мантии (рис. 13б). Подобные участки могли бы характеризовать места, где кора особенно интенсивно сопротивляется смещению, диктуемому мантийным течением. Отсутствие таких участков указывает на достаточно равномерное распределение

сил трения в низах коры. В этой области практически отсутствовали локальные участки (мозаики) повышенного уровня эффективного всестороннего давления (рис. 10а). Подобные участки тяготеют к границам этой области. Эти же слова можно отнести и к закономерности распределения максимальных касательных напряжений (рис. 13а), поскольку эти две характеристики взаимосвязаны (рис. 11). Заметим также, что само начало вспарывания лежало на границе участка наименьших величин эффективного всестороннего давления, там где имел место наибольший градиент этого параметра. Все это хорошо согласуется с развиваемой нами концепцией [11, 14] выделения областей повышенного сейсмического потенциала.

Согласно этой концепции, большая эффективность хрупкого разрушения наблюдается в областях

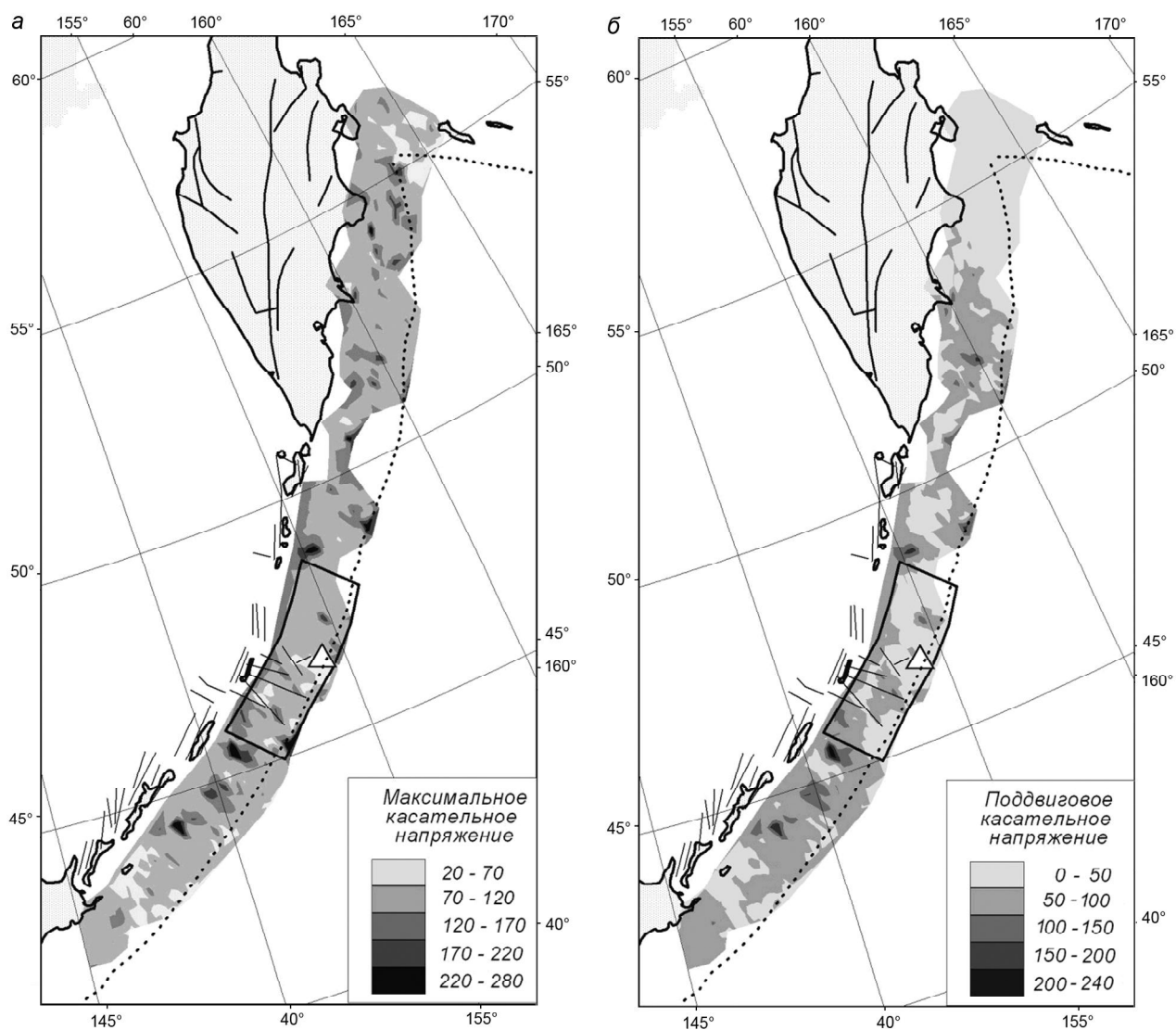


Рис. 13. Распределение величины ($\times 10^5$ Па) максимальных касательных напряжений τ (а) и поддвиговых касательных напряжений τ_z , действующих на горизонтальных площадках (б).

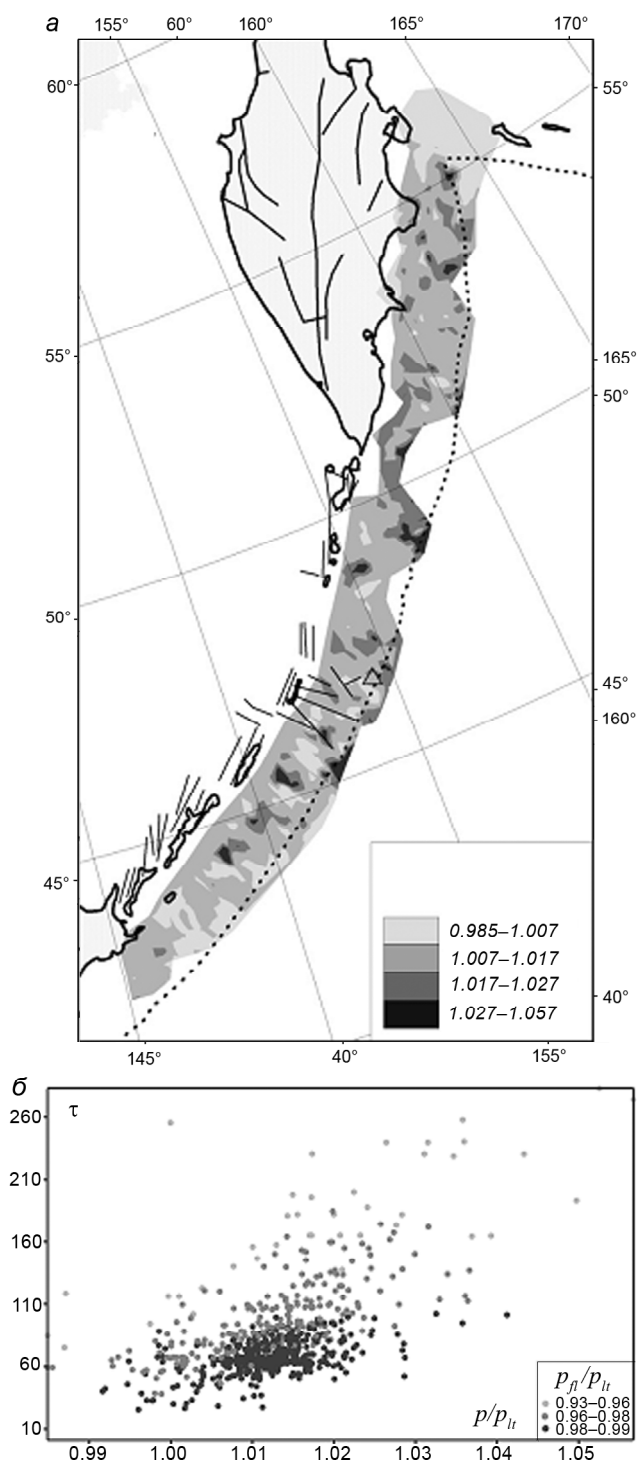


Рис. 14. Распределение относительной величины тектонического давления p/p_{II} (а) и взаимосвязь p/p_{II} со значениями максимального касательного напряжения τ ($\times 10^5$ Па) и относительной величиной флюидного давления p_f/p_{II} .

Оттенками серого закрашены точки разной величины относительного флюидного давления p_f/p_{II} .

среднего уровня девиаторных и изотропных напряжений. Здесь наблюдается максимум снимаемых напряжений (рис. 1). В областях повышенного уровня напряжений более эффективным является пластическое или катакластическое (множество слабых событий) течение. Размер области среднего уровня напряжений определяет магнитуду ожидаемого события. Для реализации разрушения в такой области необходимо, чтобы зарождающийся разрыв сумел преодолеть сопротивление разрушению со стороны тех участков, где хрупкое разрушение менее эффективно (локальные островки повышенного уровня изотропных напряжений – повышенных сил трения). В силу этого, с одной стороны, важно, чтобы данная область была достаточно однородна по уровню напряжений, а с другой – необходим начальный высокий энергетический импульс в месте зарождения разрыва. Такая возможность появляется для участка повышенного градиента напряжений, развитие разрушения в котором из зоны повышенных напряжений в зону пониженных значений сопровождается увеличением высвобождающейся энергии упругих деформаций

Исследования поддержаны грантами РФФИ 06-05-64410, 07-05-64998 и программой ОНЗ РАН № 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
2. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.
3. Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.
4. Добрынина А.А. Скорости и направления разрывов в очагах Южно-Байкальских последовательностей землетрясений 1999 г. // Современные проблемы геофизики / Сб. материалов девятой уральской молодежной науч. школы по геофизике. Екатеринбург: Изд-во ИГФ УрО РАН, 2008. С. 55–57.
5. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
6. Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.
7. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.
8. Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // Бюл. МОИП. Сер. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 28–35.
9. Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 2. С. 237–241.
10. Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напря-

- жений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофиз. журн. Киев. 2005. Т. 27. № 1. С. 39–54.
11. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика. Новосибирск: Гео, 2006. Т. 47. № 11. С. 1192–1206.
 12. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 1. С. 106–109.
 13. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры Алтая и Саян до Чуйского землетрясения 2003 г. // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной Азии: Материалы Всерос. совещ. с междунар. участием. 18–24 сент. 2007 г., Иркутск. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2007. С. 106–111.
 14. Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофиз. журн. 2007. Т. 29, № 6. С. 92–110.
 15. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.
 16. Терцаги К. Теория механики грунтов. М.: Госстройиздат, 1961. 507 с.
 17. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
 18. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.
 19. Angelier J. From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. V. 11, N 1/2. P. 37–49.
 20. Byerlee J. D. Friction of Rocks // Pure and Applied Geophysics. 1978. V. 116. P. 615–626.
 21. Carey-Gailhardis E., Mercier J.L. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru // Earth and Planet. Sci. Let. 1987. V. 82. P. 165–179.
 22. Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N B11. P. 9305–9320.
 23. http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqarchives/poster/2006/20061115_image.php.
 24. <http://www.globalcmt.org>.
 25. Rebetsky Yu.L. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // J. Earthq. Pred. Res. Beijing. China. 1996. V. 5, N 4. P. 557–573.
 26. Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rosanova G.V., Fursova E.V. II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // J. Earthq. Pred. Res. Beijing. China. 1997. V. 6, N 1. P. 11–36.
 27. Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. V. 249, N 5457. P. 542–544.

Yu.L. Rebetsky

Stress state of the Earth's crust of the Kurils and Kamchatka before the Simushir earthquakes

Stress reconstruction of the Earth's crust of the northwestern Pacific subduction zone was performed on the basis of the cataclastic analysis method and data on stress relief for the 2006 Simushir earthquake. This made it possible to calculate not only orientation of the principal stress axes but also stress magnitudes. Our calculations have shown that the magnitude of rock cohesion for this part of the crust is about 12 bar, and maximum shear stresses are not more than 300 bar. The propagation area of the Simushir earthquake is characterized by medium values of effective pressure and has no zones with high stresses. It means that this area is a seismic hazard region for large-scale brittle destruction.

Key words: Earth's crust, tectonic stress, effective strength, brittle destruction, earthquake, Kuril Islands, Kamchatka Peninsula.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

М.Ю. Андреева¹, Е.В. Сасорова², Б.В. Левин¹

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

²*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва*

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Исследования последних лет показывают, что вероятность появления землетрясений в конкретном регионе зависит, в том числе, и от таких факторов, как диапазон географических широт региона, сила притяжения, вызванная Солнцем и Луной, которая определяется взаимным расположением тел в системе Солнце–Земля–Луна. Целью данной работы являлось доказательство того, что неравномерность в распределении сейсмических событий в течение года для Тихоокеанских регионов (Курильские о-ва, о. Хоккайдо) является статистически значимой; по-разному проявляется для землетрясений разного энергетического уровня и с различной глубиной очагов. Опровергается гипотеза о равномерном распределении событий в течение года для неглубоких землетрясений, но показано, что глубокие события распределены равномерно. В работе впервые делается попытка определить степень устойчивости внутригодовой неравномерности сейсмических событий к изменению длительности интервала наблюдения (от 28 до 5 лет). Отмечено два заметных пика в годовом распределении землетрясений. Рассматривается связь пиков внутригодовой сейсмической активности с положением Земли на плоскости эклиптики и как меняется положение этих пиков в зависимости от магнитудного диапазона событий и расположения субрегиона. Основной максимум числа сейсмических событий в году приходится на период с ноября по март, который соответствует минимальному расстоянию между Солнцем и Землей.

Ключевые слова: региональная сейсмичность, внутригодовые распределения землетрясений, Курильские о-ва, о. Хоккайдо.

ВВЕДЕНИЕ

Выявление периодичностей в активизации сейсмического процесса для сейсмических событий различных энергетических уровней является актуальной проблемой в сейсмологии и проливает свет на физические механизмы, управляющие процессом подготовки и генерации землетрясений. Особый интерес вызывает внутригодовая периодичность или повторяемость активизации сейсмичности в отдельных регионах, отмечаемая в ряде работ [4–6, 18, 20–22, 24, 25]. Впервые статистически обоснованное доказательство существования внутригодовых периодичностей в распределении сейсмических событий для ряда Тихоокеанских регионов было сделано, видимо, в работах [9, 27, 28]

Современные представления о структурных элементах литосферы и происходящих в них процессах, которые характеризуются иерархией простран-

ственных и временных масштабов, привели к необходимости сравнительных оценок энергетического вклада внутренних и внешних воздействий на элементы литосферы [7, 8, 16]. Эти оценки указывают на сопоставимость энергии, передаваемой земной коре приливными воздействиями, с энергией, выделяющейся при землетрясениях. В то же время, все внешние воздействия (приливные силы, неравномерность вращения Земли, Чандлерово качание полюса) имеют ярко выраженный периодический характер. Если внутригодовая периодичность действительно существует, то проявление сейсмических событий зависит от позиции системы Земля–Луна на плоскости эклиптики или от факторов, которые изменяются во время продвижения системы Земля–Луна вдоль плоскости эклиптики.

Сейсмологами не раз отмечалась визуально заметная неравномерность в распределении сейсмических событий в течение года. Целью данной рабо-

ты являлся поиск доказательств того, что визуально отмечаемая неравномерность в распределении сейсмических событий в течение года для выбранных для исследования Тихоокеанских субрегионах является статистически значимой.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ, ПОДБОРА И ГРУППИРОВКИ СОБЫТИЙ

Для исследования был выбран район Курильских островов и о. Хоккайдо (восточная часть островов, примыкающая к глубоководной впадине). Весь выбранный район был разбит на 4 субрегиона: Северные, Средние и Южные Курильские острова и о. Хоккайдо (СЕК, СРК, ЮК, ХОК).

На рис.1 приведено расположение этих субрегионов на карте северо-западной части Тихоокеанского бассейна, а в табл. 1 представлены их координаты и суммарное количество землетрясений в каждом из них за изучаемый период (1980–2007 гг.).

Для анализа пространственных и временных регулярностей в распределении землетрясений в первую очередь необходимо создать базы данных по сейсмическим событиям в исследуемых регионах. База данных по сейсмическим событиям для выбранных субрегионов была составлена на основании каталога Курильского региона, созданного в электронном виде на основе Regional catalogue of earthquakes (International Seismological Centre, ISC) [23] за 1980–2005 гг., сборника “Землетрясения Северной Евразии” за 1991–2001 гг. и каталога NEIC [26] за 2006–2007 гг. общим периодом с 1980 по 2007 годы. В настоящее время База содержит записи о 22246 событиях. Выбирались события с известными магнитудами M_s и m_b . На первом этапе обработки все события были приведены к одной магнитудой шкале M_s по переводной формуле:

$$M_s = 0.31 \cdot m_b^2 - 2.28 \cdot m_b + 8.34.$$

Далее из списка событий были удалены афтершоки. Известно, что после сильного события непосредственно за ним идет рой афтершоков, который может существенно исказить картину временного распределения событий. Для удаления афтершоков использовалась программа, разработанная в Московском государственном университете Смирновым В.Б. [19]. После удаления афтершоков осталось 16444 события. Известно, что магнитуда землетрясения является энергетической характеристикой сейсмического события: $\lg E = 11.8 + 1.5 \cdot M_s$ (по Рихтеру [17]), где E – энергия (в эрг), выделяемая при землетрясении.

Для анализа пространственных и временных регулярностей в распределении землетрясений вся совокупность исследуемых событий разделялась на не-

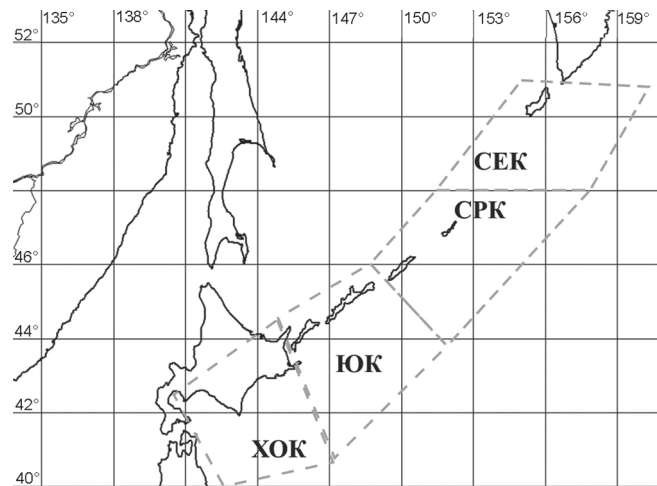


Рис. 1. Карта Курильских о-вов и о. Хоккайдо с выделенными субрегионами.

Границы субрегионов Хоккайдо (ХОК), Южные Курилы (ЮК), Средние Курилы (СРК), Северные Курилы (СЕК) обозначены пунктирными четырехугольниками.

Таблица 1. Координаты границ изучаемых субрегионов Курильского региона и суммарное количество событий в каждом из них до и после удаления афтершоков.

Название субрегиона на рис. 1	Границы широт		Границы долгот		Общее число событий	
	угловые градусы		угловые градусы		с афтершоками	без афтершоков
	от	до	от	до		
	φ_1°, N	φ_2°, N	λ_1°, E	λ_2°, E		
Хоккайдо (ХОК)	40.8	44.7	139.6	147.3	3237	2210
Ю. Курилы (ЮК)	40.8	46.6	144.5	152.0	10464	7211
Ср. Курилы (СРК)	43.4	48.7	147.6	158.5	5009	4120
Сев. Курилы (СЕК)	48.2	51.1	151.5	161.9	3536	2903
Итого					22246	16444

сколько подгрупп по энергетическим уровням (значениям магнитуд). Значения магнитуд (M_s) были разбиты на следующие интервалы: $3.0 \leq M_s \leq 4.0$; $4.0 < M_s \leq 5.0$; $5.0 < M_s \leq 6.0$; $M_s > 6.0$ (далее будем обозначать M). Разделение событий на подмножества по разным магнитудным диапазонам ($MД$) дает возможность рассматривать отдельно особенности сейсмического процесса на разных энергетических уровнях. В каждой подгруппе событий произведено разделение событий на две группы: глубокие события с глубиной залегания гипоцентра $H > H_{пор}$ и неглубокие с $H \leq H_{пор}$, где $H_{пор}$ – пороговое значение глубины. На первом этапе исследования $H_{пор}$ было выбрано равным 70 км.

бины. На первом этапе исследования $N_{\text{пор}}$ было выбрано равным 70 км.

Будем называть *выборкой* фрагмент базы данных для заданного региона, заданного МД и заданного интервала глубин (по всем событиям, по глубоким событиям или по неглубоким событиям). Количество событий в выборке (без разбиения по глубине) каталога будем обозначать как N , для неглубоких землетрясений – $N_{\text{ш}}$, а для глубоких – $N_{\text{г}}$. *Полным периодом наблюдений* будем называть интервал времени, в котором расположены все события, содержащиеся в исследуемой базе данных, а *выборочным периодом наблюдений* – события, содержащиеся в базе данных внутри заданного временного интервала, входящего в полный период наблюдений. Аргументом для каждого события в базе данных с точки зрения проводимого в работе исследования является время начала землетрясения. Каждому событию поставлен в соответствие день года происхождения события. Таким образом мы получаем дискретную временную шкалу, разбитую на 365 (366) интервалов. В работе параллельно используются две дискретные шкалы: месячная и десятидневная. Всего рассмотрено 336 выборок (4 категории магнитуд, 3 диапазона глубин, 7 временных интервалов (по годам), 4 субрегиона).

ВЫБОР КРИТЕРИЕВ ДЛЯ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Внутригодовые распределения землетрясений (или годовой ход) для ряда Тихоокеанских регионов имеет явную тенденцию к неравномерности (рис.2).

Для того, чтобы утверждать, что неравномерность статистически значима, необходимо опровергнуть гипотезу о равномерном распределении событий в течение года. За нулевую гипотезу принимается предположение о равномерности распределения, и задача сводится к сравнению теоретического распределения и выборки по статистическому критерию. Однако именно выбор статистического критерия для нашего случая не является тривиальной задачей. Для различных МД количество землетрясений в выборке варьирует от 1 до 3549 событий. И если для больших выборок в каждый день года происходит несколько событий, то для малых выборок иногда даже в месяц не происходит ни одного события. Будем называть выборку хорошо заполненной, если в каждом интервале выборки есть не менее 5-ти событий и, соответственно, – слабо заполненной, если это условие не выполняется хотя бы для одного интервала. Для хорошо заполненных выборок используется критерий χ^2 (критерий Пирсона), который применяется, когда данные в выборке разделены на несколько дискретных интервалов [3], при этом в формировании значе-

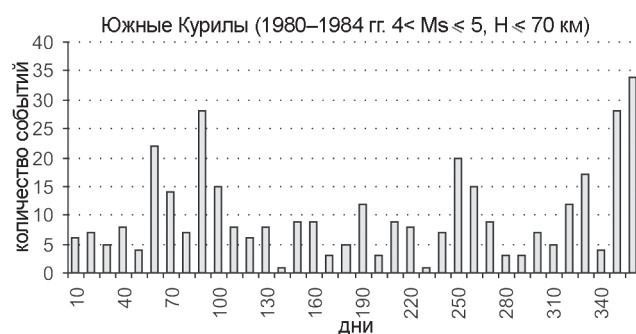


Рис. 2. Внутригодовое распределение неглубоких событий субрегиона Южные Курилы для магнитудного диапазона $4 < M_s \leq 5$ за период 1980–1984 гг.

ния χ^2 участвуют все дискретные интервалы. Для любых выборок (в том числе и разреженных) можно применить прямую оценку вероятности того расклада событий по интервалам, который представлен в выборке, применяя метод статистических испытаний (метод Монте-Карло (М-С)). Практически для всех выборок критерий χ^2 и метод М-С применялись одновременно. Исключение составляли выборки, для которых количество событий во всех дискретных интервалах было более 10, в этих случаях применение метода М-С блокировалось программно (счет по методу М-С занимает много времени). Также параллельно при каждом анализе использовались две шкалы: месячная и десятидневная. Для реализации этого подхода написан комплекс программ в системе MathLab.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВНУТРИГODOVЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ

Полный период наблюдений для сейсмических событий в рассматриваемой базе данных составляет 28 лет. Поэтому для построения годовых статистических рядов (СР) использовался метод наложения эпох. Для полного периода наблюдений 28 годовых выборок суммировались по интервалам применяемой в конкретном случае дискретной временной шкалы. В результате анализа одного СР определялась вероятность P_M (для месячной дискретной шкалы) и $P_{10д}$ (для десятидневной) того, что данный дискретный ряд можно отнести к неравномерному распределению. Результаты анализа СР для четырех выбранных субрегионов по четырем магнитудным диапазонам для трех диапазонов по глубине представлены в табл. 2. Анализ таблицы показывает, что для большей части выборок распределение событий может считаться неравномерным с вероятностью $P > 0.9$ как для месячной шкалы (P_M), так и для 10-ти дневной шкалы ($P_{10д}$). Это справедливо, даже если не

производить дифференцирования событий по глубинам. Но в отдельных случаях P принимает значение существенно ниже, например $P_M = 0.37$ для о. Хоккайдо в магнитудном диапазоне $5 < M \leq 6$ или $P_M = 0.55$ для Северных Курил в этом же МД. Если разделить события на две группы: неглубокие и глубокие, то значения P для неглубоких событий, как правило, увеличиваются, а для глубоких – уменьшаются. Следует отметить также, что при использовании 10-ти дневной шкалы для некоторых субрегионов (например, Хоккайдо для МД $4.0 < M \leq 5.0$) значения $P_{10д}$ (0.9976) значительно превышают значения P_M (0.6182). Это объясняется тем, что для некоторых субрегионов именно в 10-ти дневные интервалы происходит резкий скачок количества событий, а в предыдущие и последующие 10 дней происходит резкий спад, и если для них использовать месячную шкалу, то этот скачок может быть существенно сглажен.

Будем далее обозначать P_{sh} – как вероятность того, что распределение неравномерно для выборки, состоящей из неглубоких землетрясений; а P_{dp} – как ту же вероятность для выборки из глубоких со-

бытий. Для хорошо заполненных выборок в таблицах представлены результаты анализа по критерию χ^2 (прямой шрифт); а по слабо заполненным выборкам – по методу М-С (курсив). Когда количество событий в СР было вдвое меньше, чем количество дискретных интервалов временной шкалы, то, как правило, эти СР не могли быть использованы для корректного анализа (в таблицах ставились символы: н/д). При количестве событий в выборке $N \leq 5$ статистический анализ блокировался программно.

Далее был проанализировано, как распределились значения P по совокупности всех 16-ти выборок (4 субрегиона и 4 МД) для неглубоких событий и глубоких событий отдельно (тоже 16 выборок). Использовались обе дискретные шкалы (месячная и десятидневная), но для каждой из 16 выборок использовалась та шкала, для которой наиболее ярко выражены максимумы в распределении неглубоких событий по временным интервалам и наблюдается большее значение для величины $P_{sh} - P_{dp}$. Следует отметить, что реальное количество выборок несколько меньше: 15 для неглубоких событий и 14 для глубоких (не учитывались выборки с $N < 5$).

Таблица 2. Результаты тестирования статистических рядов для отдельных субрегионов для месячной дискретной шкалы.

Название субрегиона	Для интервалов – 1 месяц			Для интервалов – 10 дней			Кол-во событий		
	Н – все	Н ≤ 70км	Н > 70км	Н – все	Н ≤ 70км	Н > 70км	Н – все	Н ≤ 70км	Н > 70км
	P_M	P_M	P_M	$P_{10д}$	$P_{10д}$	$P_{10д}$	N	N sh	Ndp
$3 \leq M \leq 4$									
Ю.Курилы	0.9999	0.9999	0.8321	0.9999	0.9999	0.3486	3549	2826	66
Ср.Курилы	0.9925	0.9999	0.9227	0.9831	0.9998	0.6391	1014	844	197
Сев.Курилы	0.9378	0.9156	0.8682	0.8356	0.5571	0.7723	1381	1143	238
о. Хоккайдо	0.9545	0.8918	0.8737	0.9765	0.9340	0.8675	799	489	310
$4 < M \leq 5$									
Ю.Курилы	0.9999	0.9999	0.8373	0.9999	0.9999	0.9974	3407	2715	692
Ср.Курилы	0.9999	0.9999	0.1922	0.9999	0.9999	0.2446	2802	2256	546
Сев.Курилы	0.9989	0.9973	0.9731	0.9594	0.9966	0.9314	1370	1123	247
о. Хоккайдо	0.8529	0.6182	0.9308	0.9584	0.9976	0.9250	1271	726	545
$5 < M \leq 6$									
Ю.Курилы	0.9881	0.9978	0.3608	0.9587	0.9973	0.2145	237	190	47
Ср.Курилы	0.9313	0.9630	0.1564	0.9689	0.9855	0.3074	287	241	46
Сев.Курилы	0.5501	0.5713	0.5480	0.9900	0.9880	0.9980	141	118	23
о. Хоккайдо	0.3734	0.7319	0.0441	0.9980	0.9950	0.9970	129	89	40
$M > 6$									
Ю.Курилы	0.8180	0.6460	н/д	н/д	н/д	н/д	18	15	3
Ср.Курилы	0.9500	0.9800	н/д	н/д	н/д	н/д	17	13	4
Сев.Курилы	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	11	10	1
о. Хоккайдо	0.9980	0.8900	н/д	н/д	н/д	н/д	11	7	4

Примечания. P_M – вероятность того, что выборка по месячной дискретной временной шкале не подчиняется равномерному закону распределения; $P_{10д}$ – та же вероятность для 10-ти дневной временной шкалы; N – количество элементов в выборке; Nsh – количество элементов в выборке для неглубоких событий; Ndp – количество элементов в выборке для глубоких событий. Запись “н/д” – недостаточное количество данных в выборке для тестирования. Значения вероятностей в таблице, полученные с применением критерия Пирсона, приведены прямым шрифтом; для критерия Монте-Карло – курсивом.

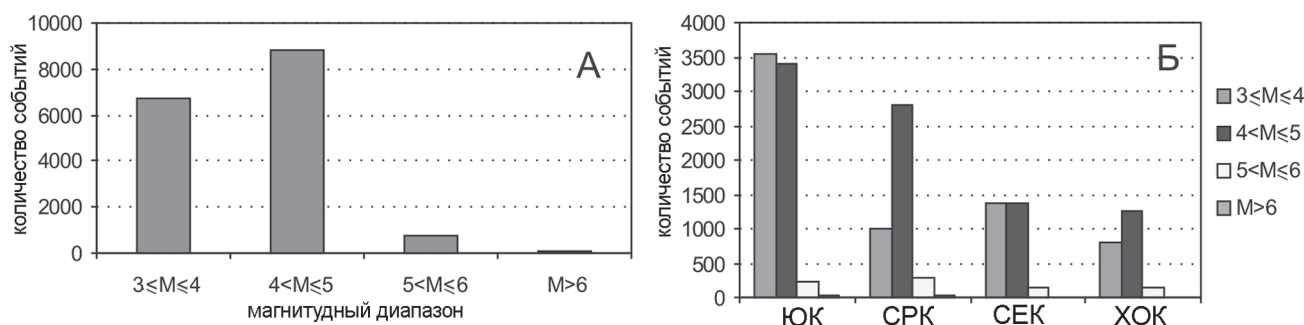


Рис. 3. Распределение сейсмических событий по магнитудным диапазонам для полного интервала наблюдений. А – для всего исследуемого региона. Б – для каждого исследуемого субрегиона отдельно.

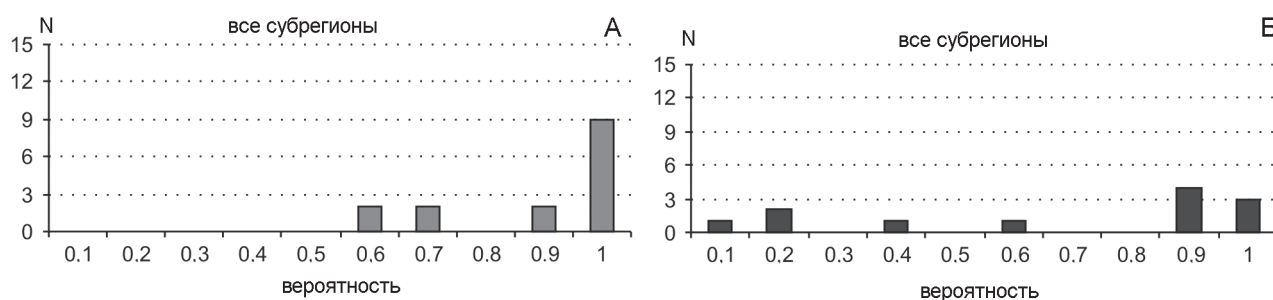


Рис. 4. Распределение значения вероятности по месячной шкале по совокупности всех тестируемых выборок. По горизонтальной оси – значения вероятности того, что выборка не является равномерной, по вертикальной оси – количество протестированных выборок: А – для выборок неглубоких событий; Б – для выборок глубокофокусных событий.

Реальное количество событий, которые были обработаны после предварительной очистки каталога, составило 16444 события. Суммарная гистограмма распределения событий по магнитудным диапазонам по всему исследуемому региону представлена на рис. 3А. На рис. 3Б представлено распределение землетрясений по МД в базе данных для каждого субрегиона. Анализ гистограмм по полному интервалу наблюдений показывает, что как для всего региона, так и для отдельных субрегионов (СРК и ХОК) магнитудный диапазон $3.0 \leq M \leq 4.0$ нельзя считать представительным. С некоторой натяжкой можно использовать данные для анализа по ЮК и СЕК. Далее мы вернемся к этим распределениям событий по МД для выборочных временных интервалов для всех рассматриваемых субрегионов.

На рис. 4А показано, как распределились значения вероятностей для 15 выборок по неглубоким событиям, а на рис. 4Б – для 12 выборок по глубоким событиям. Видно, что для неглубоких событий по 11 выборкам из 15 значения P_{sh} расположены между 0.9 и 0.9999, для одной выборки $P_{sh} = 0.89$. Таким образом, показано, что подавляющее большинство неглубоких землетрясений распределено в течение года неравномерно. Выборку для неглубоких событий по

Южным Курилам для магнитудного диапазона $M > 6$ с $P_{sh} = 0.646$ некорректно признать неравномерной. Общее количество событий в ней 18, а неглубоких событий – 15. Как правило, для Южных Курил и Хоккайдо лучше использовать 10-ти дневную временную шкалу (именно на ней возникают резкие максимумы в отдельных временных интервалах, но для столь малого количества событий применение 10-ти дневной шкалы (36 временных интервалов в течение года) некорректно. Для 12 выборок из глубоких событий (рис. 4Б) значения P_{dp} занимают всю шкалу оси абсцисс от интервала 0–0.1 до 0.9–0.999. Ярко выраженного максимума на этом графике нет, и большую часть глубоких событий следует признать распределенными в течение года равномерно. Практически все выборки с $P_{dp} > 0.8$ приходятся на границу субрегиона Южные Курилы и Хоккайдо, что может быть признаком того, что значение N_{por} , используемое для разделения событий на глубокие и неглубокие, в этом регионе находится глубже. Таким образом, для неглубоких событий нулевая гипотеза о равномерности распределения событий в течение года опровергается, неравномерность распределения этих событий статистически значима. Для глубоких событий нулевая гипотеза, напротив, подтверждается.

ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ВО ВРЕМЕНИ

Далее проведен анализ: где располагаются наиболее существенные экстремумы в распределении событий во времени, как меняется положение этих экстремумов в зависимости от магнитудного диапазона и от расположения субрегиона. Для этого по каждой выборке определялись моменты времени (в течение года), когда происходят статистически значимые всплески количества событий в течение одного дискретного временного интервала. Отбиралось не более 3 таких временных интервалов. Рассматривались только выборки с неглубокими событиями. Положение этих максимумов иногда меняется для разных МД в пределах одного субрегиона и от субрегиона к субрегиону. По совокупности всех выборок (все субрегионы, все МД) по полному интервалу наблюдения для всех изучаемых регионов и МД определялась степень сейсмической активности, проявляющейся на дискретных интервалах в течение года.

На рис. 5 приведено суммарное распределение максимумов сейсмической активности по месяцам года на круговой диаграмме. Светло-серый круг в центре диаграммы соответствует равномерному распределению максимумов по месячной годовой шкале. Можно утверждать, что в общем случае максимальное количество событий приходится на зимние месяцы: декабрь, январь, февраль и март, с наиболее ярко выраженным максимумом в декабре. Второй пик активности приходится на июль. Между периодами активности расположены периоды спада (апрель, май, сентябрь).

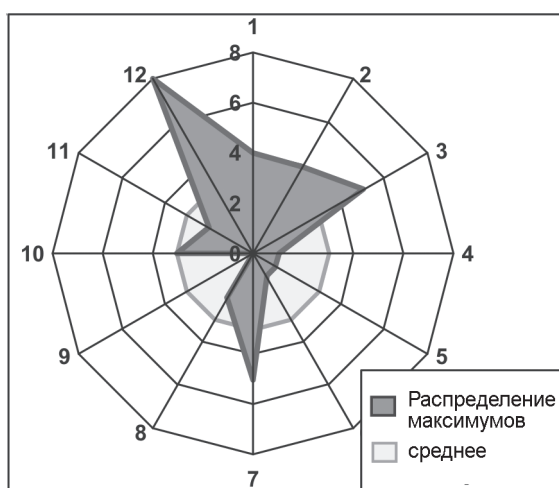


Рис. 5. Круговая диаграмма максимумов сейсмической активности по всем выборкам.

Круговая шкала – месяцы года. Радиальная шкала – количество максимумов.

Далее полный интервал наблюдений (28 лет) был поделен на несколько пятилетних выборочных интервалов для определения степени устойчивости феномена внутригодовой неравномерности сейсмических событий и степени изменчивости положения максимумов сейсмической активности к изменению длительности интервала наблюдения. Устойчивость рассматривалась отдельно для каждого субрегиона по всем МД для следующих годовых интервалов: 1980–1984, 1985–1989, 1990–1994, 1995–1999, 2000–2007. Для двух субрегионов (ЮК и ХОК) вместо интервала 2000–2007 использовалось два интервала: 2000–2004 и 2005–2007 (трехлетний). В качестве примера ниже приводится подробный анализ и сопоставление внутригодовой неравномерности сейсмической активности для полного и всех выборочных временных интервалов для субрегиона СРК.

Исходно в базе для СРК было 5009 событий, а после предварительной очистки каталога осталось 4120 событий. Результаты анализа выборок для пяти временных интервалов по четырем магнитудным диапазонам для трех диапазонов по глубине представлены в табл. 3.

На рис. 6 показано, как распределились значения вероятностей для полного интервала наблюдений для 16 выборок по неглубоким событиям (P_{sh} , рис. 6А), а на рис. 6Б – для 13 выборок по глубоким событиям (P_{dp}). Для неглубоких событий 14 выборок (из 16) имеют $P_{sh} > 0.9$ и две выборки – $P_{sh} = 0.886$ и $P_{sh} = 0.798$. Последняя выборка относится к магнитудному интервалу $3 \leq M \leq 4$, который нельзя считать представительным для данного субрегиона. Среднее значение $P_{sh} = 0.958$ для всех МД по полному интервалу наблюдений. Для 13 выборок из глубоких событий (рис. 6Б) значения P_{dp} занимают практически всю шкалу оси абсцисс от интервала 0–0.1 до 0.8–0.9. Яркого выраженного максимума на этом графике нет. Среднее значение $P_{dp} = 0.496$ по полному интервалу наблюдений для всех МД, следовательно большую часть глубоких событий следует признать распределенными в течение года равномерно.

Далее были определены средние значения P_{sh} и P_{dp} для всех пяти выборочных временных интервалов наблюдений (среднее определялось по четырем МД в каждом временном интервале). Полученные значения представлены в табл. 4. Значения P_{sh} для всех выборочных интервалов незначительно отклоняются от значения P_{sh} для полного интервала (максимальная разница около 0.05), так же как и значения P_{dp} (здесь максимальное расхождение около 0.12).

Установлено: 1. Неглубокие землетрясения равномерно считать распределенными неравномерно в

Таблица 3. Результаты тестирования выборок по субрегиону Средние Курилы для месячной и 10-ти дневной дискретных шкал для четырех магнитных диапазонов и пяти выборочных интервалов наблюдений.

Период наблюдений	Для интервалов – 1 месяц			Для интервалов – 10 дней			Количество событий		
	Н – все	Н ≤ 70 км	Н > 70 км	Н – все	Н ≤ 70 км	Н > 70 км	Н – все	Н ≤ 70 км	Н > 70 км
	P _м	P _м	P _м	P _{10д}	P _{10д}	P _{10д}	N	Nsh	Ndp
3 ≤ M ≤ 4									
1980–1984	0.6555	0.9177	0.1847	0.9220	0.9870	0.9225	59	41	18
1985–1989	0.0271	0.1969	0.9645	0.4883	0.8861	0.8096	271	231	40
1990–1994	0.9999	0.9999	0.8572	0.9999	0.9999	0.8869	257	222	35
1995–1999	0.9997	0.9999	0.3352	0.9891	0.9990	0.7925	223	166	57
2000–2007	0.7053	0.5671	0.5077	0.7937	0.7980	0.7277	231	184	47
4 < M ≤ 5									
1980–1984	0.9981	0.9951	0.5298	0.9960	0.9958	0.3980	291	246	45
1985–1989	0.9999	0.9999	0.5218	0.9999	0.9999	0.4360	510	434	76
1990–1994	0.9999	0.9999	0.6903	0.9999	0.9999	0.3712	559	447	112
1995–1999	0.9999	0.9999	0.7450	0.9999	0.9999	0.9319	541	406	135
2000–2007	0.9999	0.9999	0.4690	0.9999	0.9999	0.9197	901	723	178
5 < M ≤ 6									
1980–1984	0.9280	0.9480	н/д	0.9943	0.9942	н/д	30	28	2
1985–1989	0.8087	0.9179	н/д	0.9999	0.9998	н/д	39	36	3
1990–1994	0.9918	0.9992	0.4037	0.9999	0.9999	н/д	59	50	9
1995–1999	0.9860	0.9860	0.9660	0.9920	0.9970	н/д	49	40	9
2000–2007	0.8837	0.9089	0.0868	0.9900	0.9920	0.8800	110	87	23
M > 6									
1980–1984	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	1		
1985–1989	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	1		
1990–1994	0.9400	0.9600	н/д	н/д	н/д	н/д	5	4	1
1995–1999	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	2		
2000–2007	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	8	5	3

Примечание. В первом столбце приведены границы выборочных временных интервалов. Обозначения см. табл. 2.

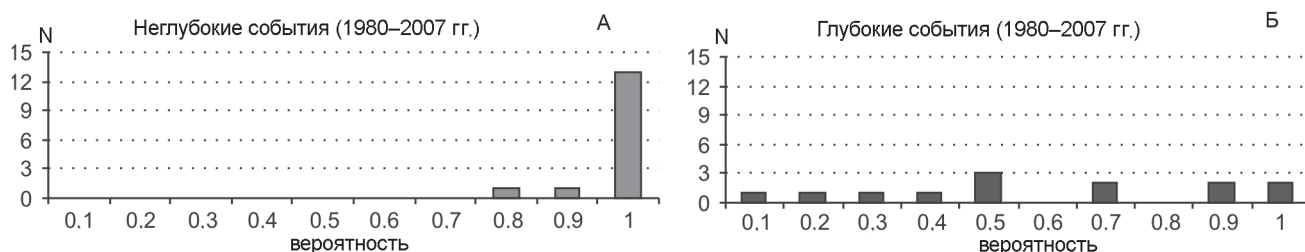


Рис. 6. Распределение значения вероятности по совокупности тестируемых выборок по Средним Курилам. По горизонтальной оси – значения вероятности того, что выборка не является равномерной, по вертикальной оси – количество протестированных выборок: А – для выборок из неглубоких событий; Б – для выборок из глубоких событий.

течение года на месячной и десятидневной дискретных временных шкалах, и эта неравномерность одинаково проявляется как на длительных, так и на более коротких интервалах наблюдений. 2. Глубокие землетрясения правомерно считать равномерно распределенными в течение года на месячной и десятидневной дискретных временных шкалах, и эта равномерность одинаково проявляется как на длительных, так и на более коротких интервалах наблюдений.

Таким образом, показана устойчивость феномена внутригодовой неравномерности к уменьшению интервала наблюдения вплоть до пятилетнего для

Таблица 4. Средние значения вероятностей P_{sh} и P_{dp} для полного и пяти выборочных интервалов наблюдений.

	Временные интервалы	Среднее значение вероятности P по всем МД для выборок с	
		неглубокими событиями	глубокими событиями
		P _{sh}	P _{dp}
1	1980–2007	0.9571	0.496
2	1980–1984	0.9536	0.357
3	1985–1989	0.9346	0.623
4	1990–1994	0.9997	0.544
5	1995–1999	0.9953	0.540
6	2000–2007	0.9023	0.428

неглубоких событий и эффекта равномерности для глубоких событий. Использование более коротких интервалов наблюдений нецелесообразно для землетрясений с $M > 5$. По табл. 3 можно видеть, что при пятилетних интервалах наблюдений с $M > 6$ практически во всех выборках количество остающихся событий недостаточно для проведения статистического анализа. Такой же эффект наблюдается и для части выборок с $5 < M \leq 6$. При дальнейшем дроблении для корректного анализа может остаться лишь один МД: $4.0 < M \leq 5.0$.

Далее рассматривалась степень изменчивости положения максимумов сейсмической активности к изменению длительности интервала наблюдения. Анализировалось положение максимумов для СРК субрегиона для полного и всех пятилетних выборочных интервалов наблюдений. Для этого применялись те же процедуры, которые использовались ранее при суммарном анализе максимумов сейсмической активности по всем изучаемым субрегионам. На рис. 7 приведено распределение максимумов сейсмической активности по месяцам года на круговой диаграмме по полному интервалу наблюдений по всем МД (фрагмент во второй строке в двойной рамке) и для пяти выборочных интервалов наблюдений (пять фрагментов в одинарных рамках).

Для полного интервала наблюдений наиболее резкий пик сейсмической активности приходится на два зимних месяца: декабрь и январь. Отмечаются всплески активности, существенно превышающие средние значения в октябре и мае. Все остальные месячные дискретные интервалы характеризуются отсутствием значимых максимумов сейсмической активности, либо их количество меньше среднего. Анализ круговых диаграмм для выборочных интервалов наблюдений показывает наличие значимых максимумов в декабре или январе для всех интервалов

Таким образом, подтверждается устойчивость положения максимумов сейсмической активности к изменению длительности интервала наблюдения для событий с $M < 6.0$. Анализ для более сильных событий на таких интервалах некорректен из-за очень малого количества событий в выборке. Так же, как и при анализе внутригодовой неравномерности, дробление интервала наблюдения нецелесообразно для сильных событий с $M > 6$. Для таких событий интервалы наблюдений должны быть не менее 40–50 лет.

Результаты анализа по степени устойчивости внутригодовой неравномерности сейсмических событий к изменению длительности интервала наблюдения для остальных трех субрегионов (СЕК, ЮК и ХОК) аналогичны рассмотренному примеру для СРК.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате статистической обработки сейсмических данных показано:

1. Для исследованных субрегионов неглубокие землетрясения со средней вероятностью $P_{sh} = 0.955$ правомерно считать распределенными неравномерно на месячной и десятидневной дискретных временных шкалах. Эта неравномерность одинаково проявляется как для длительных, так и для более коротких интервалов наблюдений.

2. Глубокие землетрясения правомерно считать распределенными (среднее $P_{dp} = 0.556$) в течение года равномерно на месячной и десятидневной дискретных временных шкалах. Эта равномерность одинаково проявляется как для длительных, так и для более коротких интервалов наблюдений.

3. Показана устойчивость феномена внутригодовой неравномерности к уменьшению интервала наблюдения вплоть до пятилетнего для неглубоких событий и эффекта равномерности для глубоких событий при условии представительности выборок для исследуемой группы событий.

4. Обнаружено, что в общем случае максимальное количество событий приходится на зимние месяцы: декабрь, январь, февраль и март, с наиболее ярко выраженным максимумом в декабре. Другой заметный пик активности приходится на июль. Между периодами активности расположены периоды спада.

5. Подтверждается устойчивость положения максимумов сейсмической активности к изменению длительности интервала наблюдения для событий с $M < 6.0$. Для сильных событий с $M > 6$ для получения представительных выборок по этим землетрясениям интервалы наблюдений должны быть не менее 40–50 лет.

Таким образом, можно сделать заключение, что на неглубокие землетрясения воздействует дополнительный фактор, который вызывает неравномерную активизацию этих событий в течение года. Если внутригодовая периодичность действительно существует, то проявление сейсмических событий зависит от позиции системы Земля–Луна на плоскости эклиптики или от факторов, которые изменяются во время продвижения системы Земля–Луна вдоль плоскости эклиптики.

Известно, что система Земля–Луна (точнее, центр масс этой системы – барицентр) движется в плоскости эклиптики вокруг Солнца по эллиптической орбите. Наименьшее расстояние от Солнца (перигелий) приходится в настоящее время на 4 января (а наибольшее (афелий) – на 4 июля). Т.е. приливные

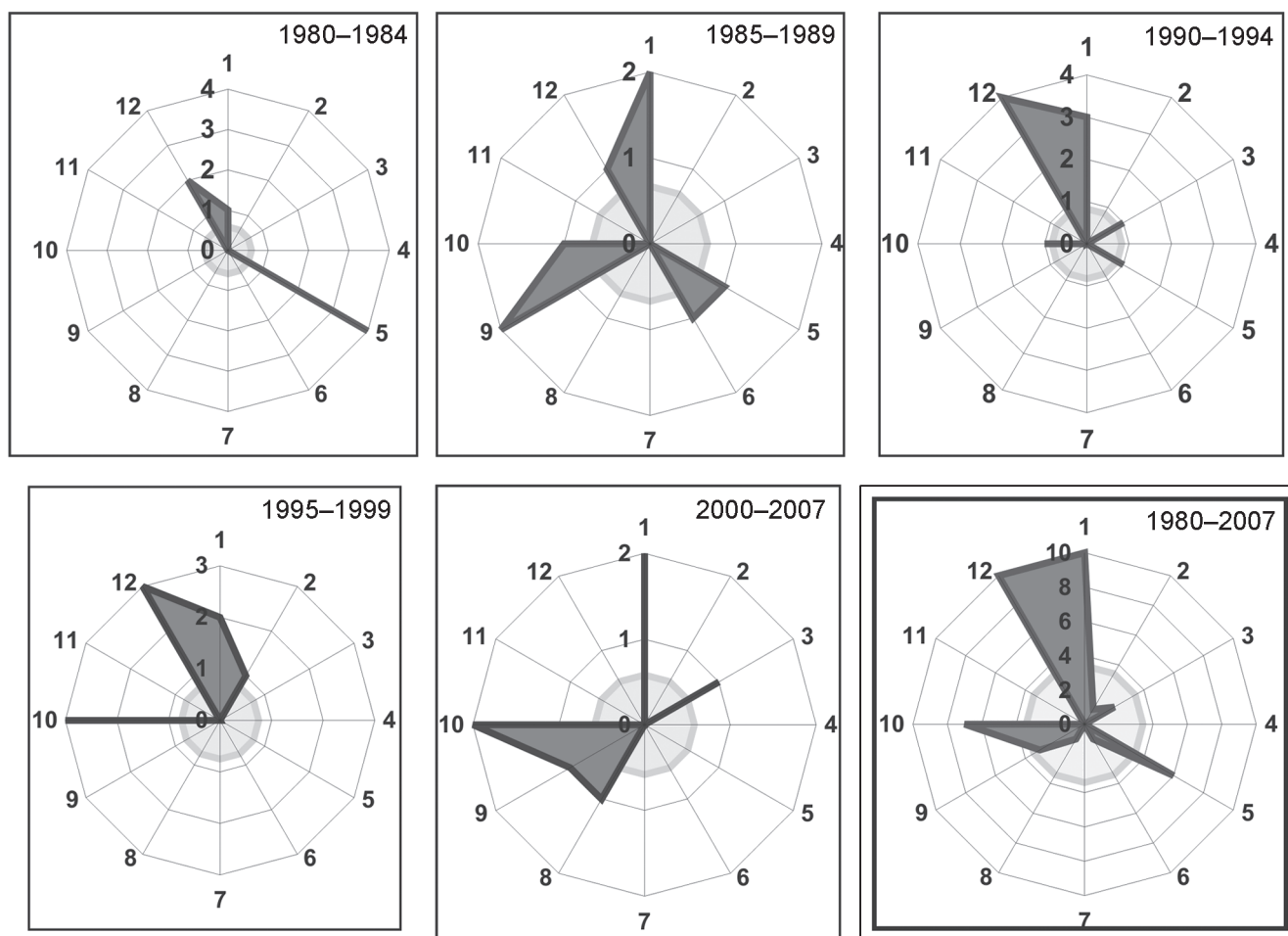


Рис. 7. Круговые диаграммы значимых максимумов сейсмической активности по Средним Курилам для выборочных и полного интервалов наблюдений.

Диаграмма для полного интервала наблюдения в двойной рамке. Круговая шкала – месяцы года. Радиальная шкала – количество максимумов. Светлый круг в центре диаграммы – среднее значение количества максимумов на один дискретный интервал шкалы. Там, где максимум окружен двумя дискретными интервалами с отсутствием значимых максимумов, круговая диаграмма вырождается в толстую линию.

воздействия от Солнца максимальны именно в зимние месяцы.

В связи со сказанным выше хотелось бы процитировать В.А. Магницкого [12]: “Хотя землетрясения вызываются явно тектонической деятельностью Земли, тем не менее делаются многочисленные попытки установить связь между ними и другими явлениями. В настоящее время наибольшего внимания заслуживает связь числа землетрясений с годичным обращением Земли вокруг Солнца. Из всех других зависимостей эта связь проявляется статистически с наибольшей надежностью. Однако природа такой связи, если она действительно есть, остается совершенно неясной”.

Основным аргументом против попытки связать внутригодовую периодичность в распределении сейсмических событий с солнечными приливами яв-

ляется незначительная величина приливных солнечных воздействий, даже по сравнению с лунными суточными приливами (считается, что суточные солнечные приливы в 2.17 раза меньше лунных). В то же время, задача взаимного притяжения для трех тел (Земля–Луна–Солнце) остается аналитически нерешенной.

Относительно второго пика сейсмической активности в летние периоды можно отметить, что его возникновение находит объяснение в теории приливов [13]. Зональная функция, определяющая лапласовские приливы первого типа, имеет период, равный 14 суткам в случае Луны и 6 месяцам – в случае Солнца. Эти приливы изменяют главный момент инерции планеты. Поэтому “следует ожидать вариаций в скорости вращения Земли с указанными перио-

дами". Обнаружение 6-месячной периодичности в сейсмической активизации подтверждает физическую связь внутренних земных процессов с внешними возмущающими воздействиями.

Изменение приливных сил за счет изменения расстояния между Солнцем и Землей может считаться незначительным, так как расстояние меняется всего на 3.28 %. В работе [10] указывается, что при уменьшении расстояния между Солнцем и Землей на 3.3 % (от максимального в афелии до минимального к перигелию) сила приливного воздействия увеличивается примерно на 6.7 %.

Полная упругая энергия Земли, вызванная гравитационным притяжением Земли и Луны, не равна сумме энергий, соответствующих приливным деформациям от Солнца и Луны по отдельности. Ряд авторов [1, 2] указывают на возможность проявления значительных нелинейных эффектов в гравитационном взаимодействии тел такой системы в некоторые промежутки времени, что может быть причиной резкого усиления сейсмических процессов в эти периоды. Этими же авторами указывалось на некорректность простого суммирования воздействия от различных приливных составляющих.

В работе [2] показано, что полная упругая энергия Земли содержит третье слагаемое, обусловленное совместным влиянием этих небесных тел (зависящим от взаимного расположения небесных тел в пространстве), и этот дополнительный член очень существенен, что приводит к большим периодическим вариациям упругой энергии.

В работах [14, 15] при изучении влияния лунных приливов на сейсмическую активность на Земле указывается, что статистически значимое влияние вызывают длиннопериодные приливные воздействия, месячные и полумесячные, в отличие от суточных, хотя приливные силы от последних в несколько раз больше. Т.е. длительность воздействия в этом случае является более важным фактором, чем его сила, что хорошо согласуется с высказанным в работе [11] предположением о влиянии флюидов на процесс генерации коровых землетрясений. Максимальная фаза солнечного прилива продолжается около двух месяцев (декабрь–январь), и именно с этим периодом связаны максимумы сейсмической активности в рассматриваемых в данной работе дальневосточных субрегионах.

Полезно напомнить даты катастрофических землетрясений последних лет: Индонезийское землетрясение 2004 г. – 26 декабря (в это время Земля подходила к перигелию и было новолуние); Иранское землетрясение 2003 г. – 26 декабря; Симуширское

землетрясение 2006 г. – 15 ноября, Симуширское землетрясение 2007 г. – 13 января.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы приносят искреннюю благодарность к.ф.-м.н. Ким Ч.У. за предоставление региональных баз данных, полезные обсуждения и ценные рекомендации, к.ф.-м. н. Поплавской Л. Н. за критический анализ статьи и полезные советы, к.ф.-м. н. Лихачевой О. Н. за полезные замечания и правку статьи. Отдельная благодарность рецензенту д.ф.-м.н. Родкину М. В.

Работа была частично поддержана грантами РФФИ: 07-05-00142а и 08-05-99098.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Баркин Ю.В., Феррандиш Х.М., Наварро Х.Ф. Приливы, движение плит, землетрясения // Материалы 37-го Тектонического совещания. Новосибирск, 10-13 февраля 2004 г. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. "Гео", 2004. С. 41–43.
3. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1964. 576 с.
4. Дещеревская Е.В., Сидорин А.Я. Ложная годовая периодичность землетрясений, обусловленная сезонными изменениями помех // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 6. С. 798–802.
5. Иванов-Холодный Г.С., Боярчук К.А., Чертопруд В.Е. Суточный эффект в глобальной сейсмичности Земли. Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений // Тезисы докладов III-ей международной конференции. Паратунка, Камчатка. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 13–14.
6. Иващенко А.И. О повторяемости сильных цунами в северо-западной части Тихого океана за последние 50 лет. Волны Цунами // Сб. статей АН СССР, СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1972. Вып. 29. С. 208–216.
7. Левин Б.В., Павлов В.П. Теоретико-полевой метод восстановления тензора напряжений в Земле с подвижным ядром // Теоретическая и математическая физика. 2001. Т. 128, № 3. С. 439–445.
8. Левин Б.В., Павлов В.П. Влияние астрономических факторов на вариации плотности энергии в твердой оболочке Земли // Физика Земли. 2003. № 7. С. 71–76.
9. Левин Б.В., Сасорова Е.В., Журавлев С.А. Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // Докл РАН. 2005. Т. 403, № 4. С. 1–7.
10. Левин Б.В. О природе некоторых периодических изменений в сейсмическом режиме Земли // Вестн. ДВО РАН. 2006. № 1. С. 51–58.
11. Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В. О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 1. С. 101–104.
12. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Наука, 2006. 390 с.

13. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
14. Моргунов В.А., Боярский Э.А., Степанов М.В. Землетрясения и фазы прилива // Физика Земли. 2005. № 1. С. 74–88.
15. Моргунов В.А., Боярский Э.А., Степанов М. В. // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 3. С 380–386.
16. Павлов В.П. Теория возмущения для тензора напряжений в Земле // Теоретическая и математическая физика. 2004. Т. 141. С. 117–130.
17. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
18. Родкин М. В. О возможной связи колебаний уровня Каспийского моря с сейсмичностью // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 6. С. 112–122.
19. Смирнов В.Б. Опыт оценки представительности данных каталогов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 93–105.
20. Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Овчинников В.М. Периодичности микросейсмических процессов // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 3. С. 400–403.
21. Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 2. С. 13–30.
22. Федоров В.М. Гравитационные факторы и астрономическая хронология геосферных процессов. М.: Изд-во МГУ, 2000. 367 с.
23. ISC. International Seismological Center. <http://www.isc.ac.uk>.
24. Kokus Martin, Ritter Darren. Lunar and Solar cycles in earthquakes of American West // Cycles. 1988. V. 39, N 8. P. 266–270.
25. Polumbo A. Lunar and solar tidal components in the occurrence of earthquakes in Italy // Geophys J. Roy. Astron. Soc. 1986. V. 84, N 1. P. 93–99.
26. NEIC. National Earthquake Informational Center. <http://neic.usgs.gov>.
27. Sasorova E.V., Zhuravlev S.A. The peculiar properties of the within-year periodicity for seismic event distributions for some Pacific regions and astronomical factors. Proceedings. Topical problems of nonlinear wave physics. NWP-3. Nizhny Novgorod. 2005. P. 98–99.
28. Sasorova E.V., Zhuravlev S.A. The peculiar properties of the within-year periodicity for seismic event distributions for some Pacific regions and astronomical factors. Is. "Earthquake Prediction". Earthquake Prediction / Ed. S. Mukherjee. Brill. Leiden-Boston. 2006. P. 9–20.

M. Yu. Andreeva, Ye. V. Sasorova, B. V. Levin

The features of within-year earthquake distributions in the Kuril region

It was shown in the last years that the earthquake occurrence probability in some regions depended on the latitude of the study region and on the Moon and Sun tidal forces, which are determined by the mutual arrangement of the bodies in the Sun-Earth-Moon system. The observed irregularity in the Far Eastern regions (South, Central, and North Kuril Islands, and Hokkaido Island) was noticed before. The objective of our work is to prove statistical significance of irregularity in seismic events distribution in the course of year, and also to indicate that this irregularity manifests itself in different ways for earthquakes with various source depths and with various energy levels. The hypothesis about uniform earthquakes distributions in the course of year for shallow events is rejected; however, it is shown that deep earthquakes are distributed uniformly. It is first attempted to determine the stability degree of within-year irregularity of seismic events with respect to the duration of the observation time interval (from 28 to 5 years). Two peaks are noted in the earthquake annual distribution. The relation of peaks of within-year seismic activity to the position of the Earth on the ecliptic plane is considered. The principal maximum of seismic activity falls on November-March (corresponding to the minimum Earth-Sun distance).

Key words: regional seismicity, goodness measures, within-year earthquake distribution, Kuril Islands, Hokkaido Island.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ ПОД ЮЖНЫМ САХАЛИНОМ ПО ПАРАМЕТРАМ S-ВОЛН ОТ МЕСТНЫХ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М.Н. Лунева¹, Д.А. Сафонов^{2,3}¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск³Сахалинский филиал геофизической службы РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 5 февраля 2009 г.

Представлены результаты измерения параметров расщепленных S-волн от местных глубокофокусных землетрясений за период 2005–2007 гг. в области 12 станций на Южном Сахалине. Результаты показывают неоднородность распределения анизотропных свойств под Южным Сахалином. Азимуты поляризации быстрой S-волны под станциями в центральной части острова ориентированы на ССЗ и ССВ-СВ, поперек и вдоль Курильского желоба. Под станциями западного и восточного побережий с севера на юг азимуты поляризации быстрой S-волны смещаются от ССЗ к В-ЮВ направлениям. Наибольшая степень анизотропии среды до 0.9–1.5 % фиксируется в центральной части Южного Сахалина. Максимальные значения разности времен прихода S-волн отмечаются при ориентации азимутов быстрой S-волны вдоль С-СВ направлений в зонах активных разломов. Анализ изменения времени задержки S-волн с глубиной событий показывает слабую их зависимость от глубины. Наибольшая степень анизотропии среды предполагается в верхних слоях до глубин около 250 км. Представленные результаты, полученные при доминирующих частотах 1–5 Гц, отражают среднемасштабную анизотропию, формирующуюся в верхней части среды.

Ключевые слова: сейсмическая анизотропия, расщепление S-волн, глубокофокусные землетрясения, Южный Сахалин

ВВЕДЕНИЕ

В современных геодинамических исследованиях достаточно активно используются данные по сейсмической анизотропии, позволяющие получить дополнительную информацию о характере деформаций на различных глубинах земных недр. Существование сейсмической анизотропии обнаружено в областях с различной тектонической обстановкой. Изучение пространственного распределения параметров объемных расщепленных S-волн (азимута поляризации быстрой S-волны – ϕ , разности времен прихода S-волн – δt) в различных диапазонах частот позволяют судить о мантийном течении, направленности сдвиговых деформаций. Многочисленные исследования по изучению сейсмической анизотропии на основе метода расщепленных волн от местных и удаленных землетрясений проведены в зонах субдукции Тихого океана. Результаты показывают ряд закономерностей изменения поляризации и степени анизотропии вдоль зон субдукции и в направ-

лении от желоба к задуговой области. В настоящее время существует ряд моделей для объяснения поведения ϕ в области субдукции. Наблюдаемые направления объясняются анизотропией мантии, субдуктирующей плиты, геометрией мантийных течений и изменением термодинамических условий, водонасыщенности и степени подплавления мантии в направлении от желоба к задуговым бассейнам [14, 20, 23, 25, 27, 28, 30, 31]. По мнению авторов статьи [27], характер изменения ориентации ϕ вдоль желоба в передовой части дуги к направлениям поперек желоба в тылу, наблюдаемый в северо-восточной части о. Хонсю [34, 35], может быть представлен в качестве классической модели. Обратная ситуация наблюдается для Камчатки по данным [29, 36]. В северо-восточной части Хоккайдо [35] ϕ ориентируются в соответствии с направлением максимального угла погружения субдуктирующей плиты, а во фронтальной зоне дуги ϕ параллельны желобу.

Менее изученными являются территории Курильских о-ов, Охотского моря и о. Сахалин. В об-

ласти Сахалина первые результаты по сейсмической анизотропии мантии представлены в работах [15, 17] на основе анализа параметров S -волн от глубоководных землетрясений (300–600 км) центральной части Охотского моря и низкочастотных SKS волн от удаленных землетрясений, зарегистрированных станцией YSS IRIS (г. Южно-Сахалинск) за период 1992–1995 гг. Увеличение разности времен прихода S -волн под Охотским морем, Сахалином указывает на существование анизотропии до глубин 500–600 км. Наблюдаемые направления поляризации быстрой S -волны под Сахалином и Японским морем ориентируются субмеридионально по SKS волнам. Направления поляризации S -волн круто наклонены к направлению абсолютного движения Тихоокеанской плиты, но субпараллельны простиранию основных тектонических структур и сдвиговых систем Сахалина [18]. Наблюдаемые различия между направлениями поляризации быстрой S -волны и движением плит, как предполагают авторы, связаны с влиянием погружающейся плиты на мантийные течения регионального или глобального масштаба. По данным о фокальных механизмах коровых землетрясений [8, 18] направление регионального сжатия под Сахалином определено вдоль СВ–ЮЗ. Простирание крупных разломов Сахалина в основном ориентировано вдоль субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений, что может быть обусловлено процессами растяжения в областях Татарского пролива, впадины Дерюгина и Южно-Охотской впадины. [12].

В настоящее время на Южном Сахалине Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН (СФ ГС РАН) успешно развивается локальная сеть цифровых сейсмических станций. Использование сети станций дает возможность более детально изучить распределение сейсмической анизотропии в пространстве. Представленная работа посвящена исследованию сейсмической анизотропии под Южным Сахалином по сейсмическим записям местных глубоководных землетрясений, зарегистрированных 12-ю станциями локальной сети за период 2005–2007 гг. Важной задачей исследования является также оценка возможности использования существующих станций для исследования параметров S -волн от глубоководных землетрясений.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для исследования из регионального и оперативного каталогов СФ ГС РАН выбраны 15 глубоководных землетрясений (250–400 км) за период 2005–2007 гг. Гипоцентры землетрясений локализируются преимущественно под заливом Анива. Ми-

Таблица. Параметры глубоководных землетрясений.

Дата (год.день.мес.)	Широта (град.) с.ш.	Долгота (град.) в.д.	Глубина (км)	Магнитуда M_{SH}
2005.30.05	45.8	142.8	347	5.4
2005.17.06	46.2	143.2	341	5.1
2005.19.06	45.2	143.9	273	5.6
2005.15.11	46.2	143.9	329	5.2
2006.18.04	47.1	144.5	395	4.8
2006.26.05	45.8	143.4	328	4.6
2006.28.07	45.1	141.5	283	5.3
2006.15.12	45.5	140.9	263	5.5
2007.26.01	45.8	142.5	307	5.3
2007.10.03	46.1	142.9	358	5.4
2007.27.04	46.0	142.7	344	5.1
2007.16.06	45.9	143.2	338	5.2
2007.27.07	46.0	142.3	334	5.4
2007.01.08	45.9	144.3	300	4.8
2007.06.11	46.0	143.8	331	4.7

нимальные глубины событий находятся под Татарским проливом и о. Хоккайдо. Максимальная глубина событий (340–360 км) фиксируется под северной частью залива Анива и под Южно-Охотской впадиной (395 км). Параметры землетрясений представлены в таблице. Использовались записи землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями локальной сети, 4 станции которой расположены вдоль западного побережья Южного Сахалина (YBL, KHL, KLH, KKH), 4 станции – вдоль центральной части (ZGR, OJD, BSK, KRS) и 4 станции – вдоль восточного побережья острова (OSM, LSN, OKT, MLK). Количество зарегистрированных станциями землетрясений различается от 1 записи на станциях BSK, OKT и до 14 записей на OJD и KRS. Станции оснащены 3-компонентными сейсмометрами с одинаковыми динамическими характеристиками и шагом дискретизации 10 мс. Измерение параметров сейсмических волн от землетрясений проводилось в частотном диапазоне от 1 Гц и выше, что обусловлено амплитудно-частотными характеристиками сейсмометров. В случае повышенного уровня шума, помех для улучшения качества записи проводилась фильтрация. После проверки качества записей и их обработки общее количество записей для каждой станций составило: YBL – 2, KHL – 7, KLH – 2, KKH – 3, ZGR – 11, OJD – 14, BSK – 1, KRS – 10, OSM – 11, LSN – 5, OKT – 1, MLK – 9.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ВОЛН

Методика обработки данных ориентирована на выделение основных параметров расщепленных прямых S -волн от землетрясений – векторов поляризации быстрой (S_1), медленной (S_2) волн и разности времен прихода S -волн. В обработке используются трехкомпонентные записи *en_z* географической системы координат (восток-запад, север-юг, верх-низ), на основе которых проводилось определение характеристик прямых P - и S -волн: 1) вектор поляризации; 2) амплитуда; 3) степень линейности колебаний; 4) угол между векторами поляризации; 5) время задержки между волнами; 6) доминирующая частота. Для определения характеристик последовательно используется ряд методов на основе поляризационного, статистического и спектрального анализа [4, 10, 32].

Анализ текущих значений поляризации колебаний

Анализ траектории движения частиц среды во времени осуществляется в сферической системе координат $A\theta\varphi$. Вектор смещений $\mathbf{u}(e, n, z, t)$ в сферической системе характеризуется модулем амплитуды смещений $A(t) = |\mathbf{u}(e, n, z, t)|$ и направлением в пространстве $\mathbf{R}(t)$. Направление вектора $\mathbf{R}(t)$ в пространстве определяется через азимут φ , отсчитываемый от направления на север по часовой стрелке, и угол выхода θ , отсчитываемый от вертикальной оси, ориентированной в верхнее полупространство. В случае линейно-поляризованных P -волн значения φ и θ постоянны в интервале полупериода колебаний и резко меняются на 180° при изменении направления смещения частиц на 180° . В случае S -волн при изменении направления смещения на 180° азимут φ меняется на 180° , а угол θ от $90^\circ - \theta(t)$ к $180^\circ - \theta(t)$ относительно горизонтальной плоскости.

Статистический поляризационный анализ

Статистическое распределение векторов поляризации в пространстве (эллипсоид поляризации) строится во временном окне на основе ковариационного метода. Размер временного окна в общем случае определяется в пределах доминирующего периода T исследуемой волны. Поляризационный анализ вектора смещений $\mathbf{u}(t)$ осуществляется на основе анализа собственных значений λ_m и собственных векторов \mathbf{X}_m ковариационной матрицы \mathbf{C} , определенной согласно [16, 22, 24] как

$$\mathbf{C}(\xi) = \begin{bmatrix} I_{ii}(\xi) & I_{ij}(\xi) & I_{ik}(\xi) \\ I_{ij}(\xi) & I_{jj}(\xi) & I_{jk}(\xi) \\ I_{ik}(\xi) & I_{jk}(\xi) & I_{kk}(\xi) \end{bmatrix}, \quad i, j, k = (e, n, z), \quad (1)$$

где

$$I_{ij} = \frac{1}{T} \int_{\xi-T/2}^{\xi+T/2} (u_i(\tau) - \mu_i(\xi))(u_j(\tau) - \mu_j(\xi)) d\tau.$$

Ковариационная матрица \mathbf{C} вычисляется в окрестности центральной точки ξ временного интервала T , а $\mu(\xi)$ является средними значениями компоненты вектора смещений $u_i(t)$ на временном интервале. Результатом сингулярного разложения матрицы $\mathbf{C}(\xi)$ являются три собственных значения $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ и соответствующие им собственные векторы $\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2, \mathbf{X}_3$, которые достаточно полно характеризуют форму, величину энергии и направление главных осей эллипсоида, аппроксимирующего смещение частицы внутри временного интервала. Векторы \mathbf{X}_m определяют направления главных осей эллипсоида. Поскольку λ_m отображают энергию колебаний вдоль главных компонент, то общая энергия вдоль каждой оси будет $(\lambda_1 - \lambda_3)$ вдоль оси \mathbf{X}_1 , $(\lambda_2 - \lambda_3)$ вдоль оси \mathbf{X}_2 и λ_3 вдоль оси \mathbf{X}_3 . Энергия помех оценивается как λ_3 для эллиптически поляризованных волн и как $(\lambda_2 - \lambda_3)/2$ для линейно-поляризованных волн. Степень линейности поляризации волны вдоль осей \mathbf{X}_1 и \mathbf{X}_2 можно оценить соответственно в виде

$$R_1 = 1 - \lambda_3 / \lambda_1, \quad R_2 = 1 - \lambda_3 / \lambda_2, \quad (2)$$

а степень эллиптичности по соотношению осей эллипсоида

$$e = \lambda_2 / \lambda_1. \quad (3)$$

Для линейно-поляризованных волн вектор \mathbf{X}_1 , соответствующий $\max(\lambda_m)$, определяет статистический вектор поляризации волны с азимутом $\varphi(\xi) = \arctg(X_{1e}/X_{1n})$ и углом выхода $\theta(\xi) = \arccos(X_{1z}/|\mathbf{X}_1|)$. Данный подход определения поляризационных параметров можно использовать для заданного временного окна, в котором выделяется исследуемый сигнал, а также в скользящем окне в более широком интервале времени $\xi_j \in [t_1, t_2]$ для анализа текущих поляризационных параметров $\mathbf{X}_1[\varphi(\xi_j), \theta(\xi_j)]$, соотношений λ_m и поиска сигналов с заданными свойствами. Необходимо учитывать, что при определении поляризации $\mathbf{X}_1[\varphi(\xi_j), \theta(\xi_j)]$ проявляется неоднозначность в ориентации оси с точностью 180° .

Графики параметров эллипсоида поляризации $\mathbf{X}_1[\varphi(\xi_j), \theta(\xi_j)]$ и λ_m анализируются совместно с текущими параметрами $A(t), \theta(t), \varphi(t)$ в интервале P - и S -волн для выделения областей устойчивого поведения поляризации волн и определения параметров θ, φ заданной волны. Физическая разрешимость азимута поляризации достигает $5-10^\circ$, если волна хорошо прослеживается в интервале периода или полупериода. Средняя ошибка измерения оценивается в преде-

лах 10–20°. Точность измерения векторов поляризации более корректно оценивается через соотношение осей эллипсоида поляризации как

$$\varepsilon_2 = \arctg(\lambda_2 / \lambda_1), \quad \varepsilon_3 = \arctg(\lambda_3 / \lambda_1). \quad (4)$$

Пространственный анализ колебаний

Для анализа структуры волнового поля, дальнейшей идентификации волн разного типа и измерения волновых параметров используются поляризационные сейсмограммы, представляющие проекции вектора смещений на выборочную систему пространственных направлений $\{\mathbf{I}(\alpha, \beta)\}$:

$$u_i^p(t) = |(\mathbf{u}(n, e, z, t) \cdot \mathbf{I}(\alpha, \beta))^r|, \quad (5)$$

где параметр $r > 1$ регулирует диаграмму направленности излучения, подчеркивая регулярные фазы и подавляя помехи или сигналы иной поляризации. Система направлений задается в плоскости колебаний исследуемых волн – плоскости первых двух главных осей эллипсоида поляризации (λ_1, λ_2) . Для P -волны система направлений $\{\mathbf{I}(\alpha, \beta)\}$ задается в плоскости падения волны, для S -волн – в горизонтальной плоскости с шагом по азимуту $\varphi \in [0^\circ, 360^\circ]$. В последнем случае поляризационные сейсмограммы являются азимутальными компонентами вектора смещений. Для оценки волновых параметров на азимутальных сейсмограммах выделяются S_1 и S_2 фазы и определяются следующие характеристики: 1) время вступления t_{S_1}, t_{S_2} ; 2) временные интервалы $\Delta t_{S_1}, \Delta t_{S_2}$, на которых фазы волн выделяются наиболее четко; 3) интервал $\Delta t_{S_1,2}$, включающий обе волны. В выделенных временных интервалах $\Delta t_p, \Delta t_{S_1}, \Delta t_{S_2}$ определяются статистические поляризационные параметры $X_1[\varphi(\xi_j), \theta(\xi_j)]$, степень линейности волн по соотношениям λ_m , радиусы эллипсоида поляризации (λ_m) , максимальные амплитуды P -, S_1 - и S_2 -волн, а также углы между векторами поляризации волн и соотношение их волновых амплитуд. Время задержки между S -волнами определяется как $\delta t = \Delta t_{SS} = t_{S_2} - t_{S_1}$ и на основе функции взаимной корреляции между азимутальными сейсмограммами в интервале $\Delta t_{S_1,2}$. Время задержки определяется для трасс с максимальным значением коэффициента корреляции (> 0.75). После применения ряда методов получаем набор волновых параметров. Параметры, удовлетворяющие основным критериям, определяются как оптимальные. Окончательно данные выбираются после анализа сейсмограмм, спроектированных вдоль соответствующих векторов поляризации трех волн P, S_1 и S_2 . Проводится уточнение времен задержки $\delta t = t_{S_2} - t_{S_1}$ по функции взаимной корреляции между формами S_1 - и S_2 -волн. Для выделенных временных интерва-

лов записи строятся траектории движения частиц в трехмерном пространстве ENZ и их проекции на плоскости NE, EZ и NZ. Для временных интервалов $\Delta t_p, \Delta t_{S_1}, \Delta t_{S_2}$ текущие направления вектора смещений соответствующих волн проектируются на стереометрическую сетку Шмидта. Пространственный анализ траекторий движения частиц среды позволяет определить тип поляризации волн – линейный, эллиптический, круговой, а также степень искажения сигнала.

Рисунки 1–3 демонстрируют эффект расщепления S -волн от глубокофокусных землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями в области Южного Сахалина, и ориентацию поляризации выделенных S -волн. На рис. 1, 2 представлены азимутальные сейсмограммы S -волн, траектория движения частиц на временном интервале, включающем S -волны, и проекции колебаний S_1 - и S_2 -волн на направления их векторов поляризации в области станций OJD, MLK. На рис. 3 показаны проекции колебаний S_1 - и S_2 -волн на направления их векторов поляризации в области станций ZGR, MLK и KKH.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Направления наблюдаемых азимутов поляризации быстрой S -волны (φ) от глубокофокусных землетрясений в области каждой станции вынесены на карту и представлены на рис. 4. Дополнительно вынесены азимуты поляризации SKS волн от удаленных землетрясений, зарегистрированных станцией YSS IRIS за период 1993–1995 гг., по данным [17]. На рис. 5 представлены роза-диаграммы φ в области станций. Направления φ определены с точностью $\pm 180^\circ$. Доминирующие направления поляризации S -волн под Южным Сахалином изменяются от станции к станции, но в целом доминируют направления в диапазоне СВВ-СВ и вдоль В-ЮВ, СВЗ. Доминирование φ вдоль СВЗ, С-СВ направлений отмечаются в центральной части острова, а также под станциями OSM, OKT восточного побережья и YBL, KHL западного побережья. Направления φ , определенные по низкочастотным волнам SKS [17], хорошо согласуются с данными наблюдений в центральной области Сахалина. Субширотные направления проявляются под станциями KLN, KKH и MLK. В области станции LSN фиксируются юго-восточные направления, которые проявляются также и под станциями YBL, KHL и ZGR, OJD. Под станциями прибрежных районов характерно изменение поляризации быстрой S -волны от СВЗ-СВ к В-ЮВ направлениям при изменении местоположения станций к югу.

Наибольшая степень анизотропии среды до 0.9–1.5 % по средним значениям под каждой станци-

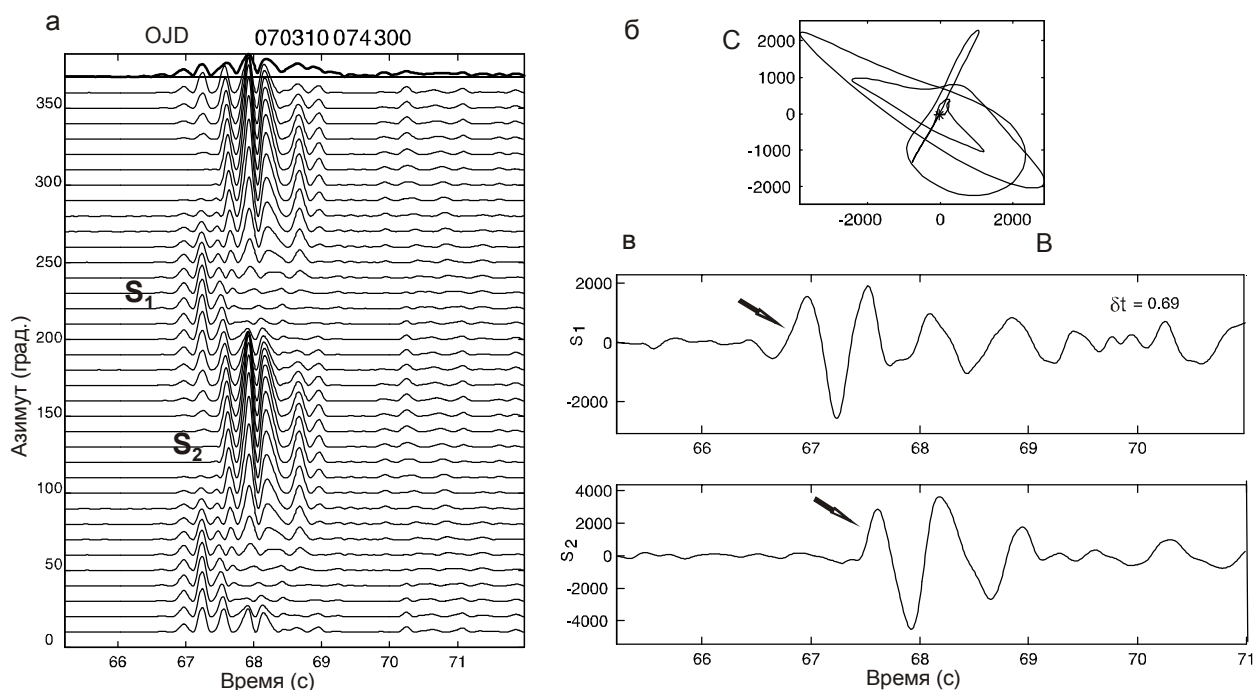


Рис. 1. Пример расщепления поперечных волн от глубокофокусного землетрясения (10.03. 2007), зарегистрированного станцией OJD.

а) Азимутальные сейсмограммы в интервале S -волн от землетрясения. Сейсмограммы построены в горизонтальной плоскости с шагом по азимуту в 10° и отсчетом от севера. б) Проекция траектории движения частиц S -волн на горизонтальную плоскость С-В. Звездочкой отмечена начальная точка траектории. в) Сейсмограммы S_1 -, S_2 -волн, построенные вдоль векторов поляризации соответствующих волн. Разность времен прихода S -волн (δt) указана в верхнем углу. Быстрая (S_1) и медленная (S_2) волны указаны стрелкой.

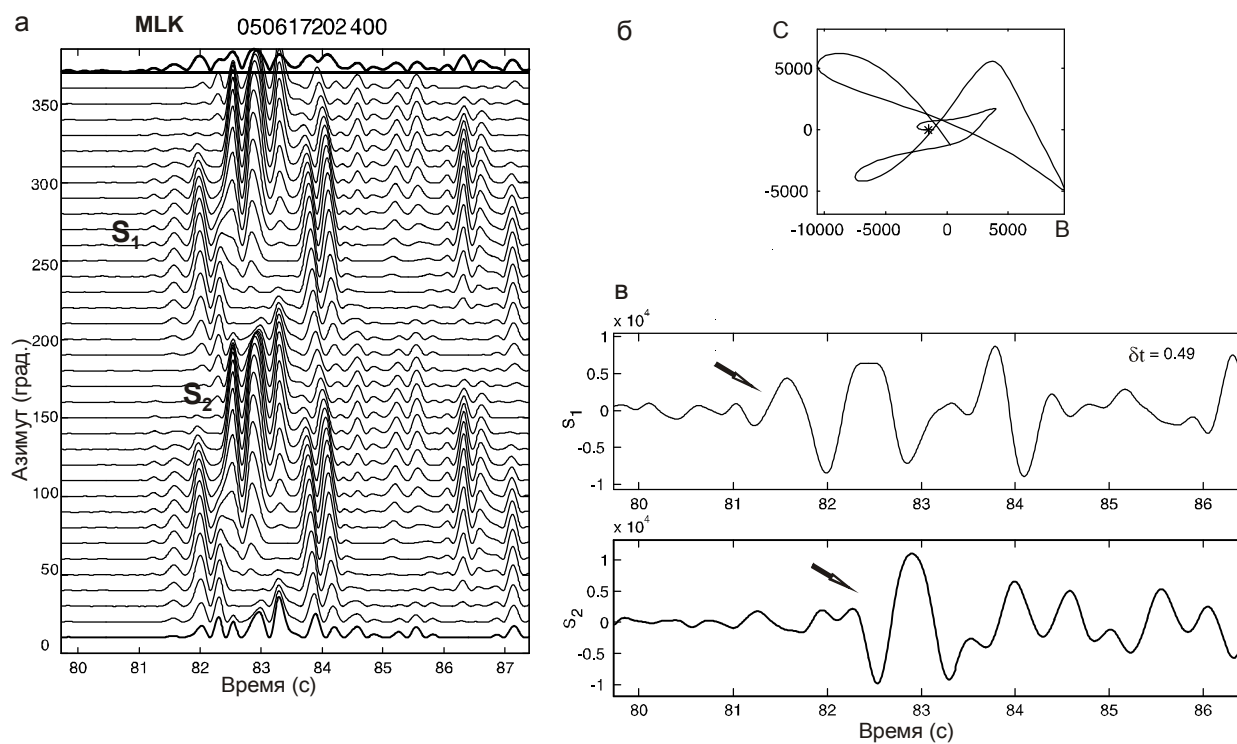


Рис. 2. То же, что на рис.1, но от глубокофокусного землетрясения (17.06.2005), зарегистрированного станцией MLK.

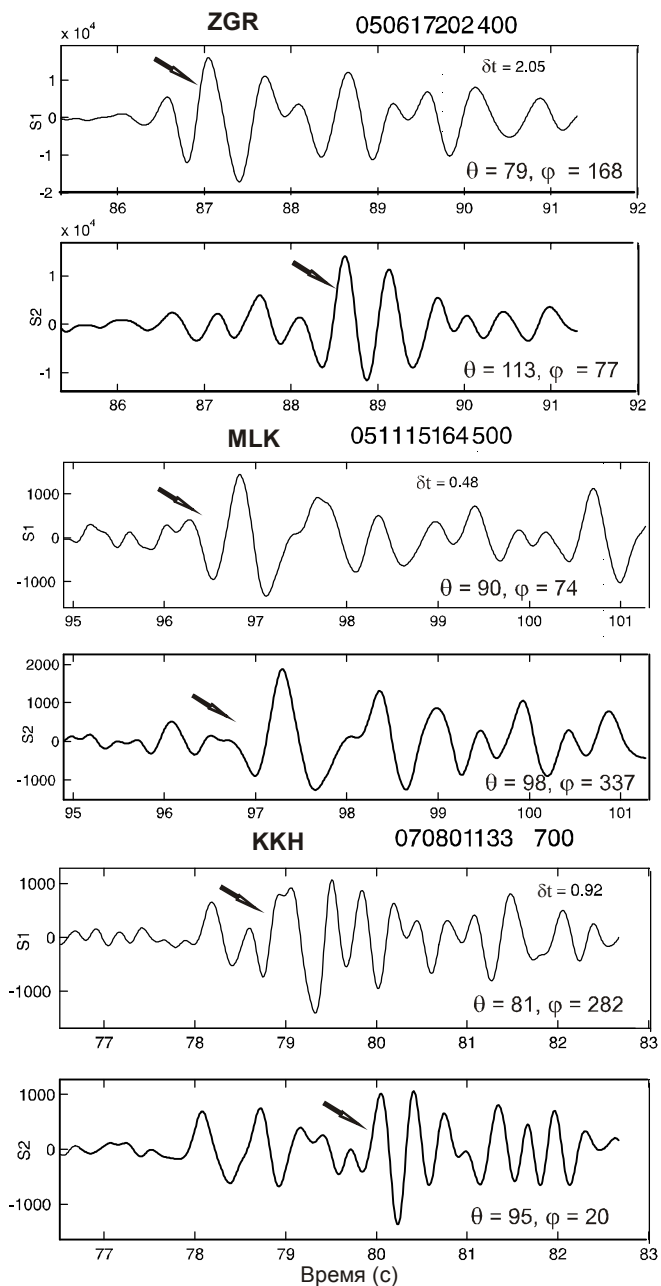


Рис. 3. Примеры сейсмограмм S_1 - и S_2 -волн, построенных вдоль векторов поляризации соответствующих волн, в области станций ZGR, MLK, KKH. Разность времен прихода S -волн (δt) указана в верхнем углу. В нижнем углу отмечены угол падения (θ) и азимут (φ) соответствующих волн.

ей отмечается в центральной части Южного Сахалина и под станциями YBL, OSM, OKT. Наименьшая степень анизотропии 0.4–0.65% фиксируется под станциями KHL, BSK и MLK. На рис. 6 представлено распределение разности времен прихода расщепленных S -волн (δt) в зависимости от фокальной глубины землетрясений. Разность времен прихода S -

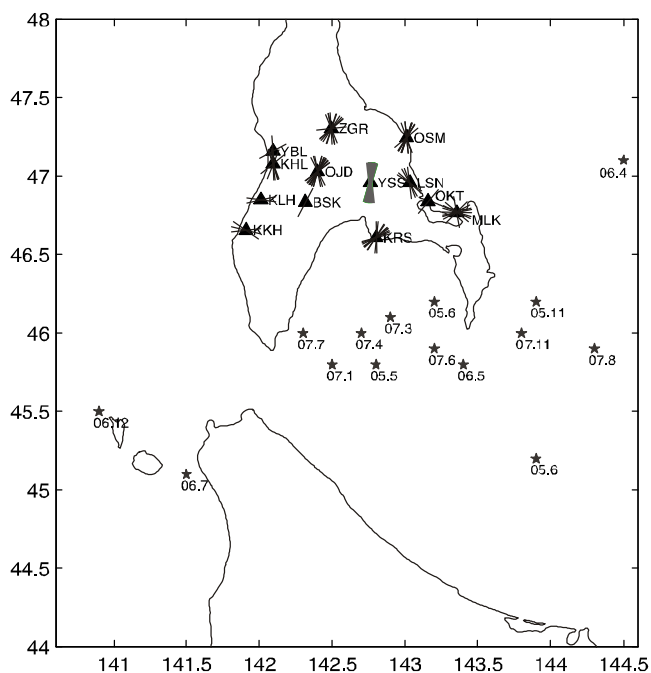


Рис. 4. Распределение азимутов быстрой S -волны от местных глубоководных землетрясений за период 2005–2007 гг. в области Южного Сахалина.

Азимут отображается отрезком прямой, повернутым по часовой стрелке от севера (вертикали) на угол, равный значению азимута. Треугольники показывают положение станций. Звездочки показывают эпицентры землетрясений с указанием даты их происхождения (год.мес.).

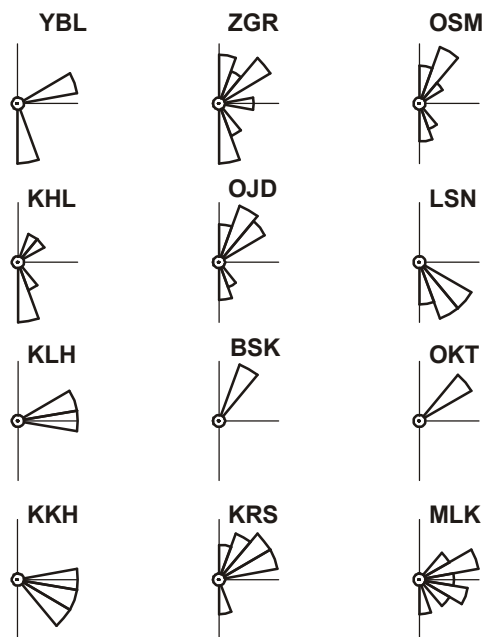


Рис. 5. Роза-диаграммы азимутов поляризации быстрой S -волны под станциями Южного Сахалина.

волн изменяется в диапазоне от 0.12 до 2 с, но в среднем $\delta t \leq 1$ с. Характер распределения δt в зависимости от глубины событий различается под станциями. В области некоторых станций выделяются аномальные значения δt на фоне более низких значений. В области ZGR прослеживается почти параллельное увеличение δt от 1.5 до 1.9 и от 0.7 до 1 с при увеличении глубины событий. Под станциями OJD, YBL, OSM, KRS проявляется тенденция уменьшения δt до глубин 350–400 км. Под OSM δt уменьшается до фокальной глубины 340 км, а затем следует нарастание времени. На сводном графике распределения времен задержки S -волн от фокальной глубины событий по данным всех станций фиксируется рассеянное распределение δt до 350 км и уменьшение времен задержки до 400 км.

Наблюдаемое рассеяние в распределении параметров расщепленных волн, слабая зависимость δt

от глубины событий и тенденция уменьшения δt с глубиной в области некоторых станций могут быть связаны с широким диапазоном направлений от станций до гипоцентров глубокофокусных землетрясений, располагающихся от Татарского пролива до Охотского моря (рис. 4, 6). Другая причина может быть связана с ограничением чувствительности используемых сейсмометров для частот ниже 1 Гц. С увеличением глубины событий доминирующие частоты прямых S -волн уменьшаются, сейсмические записи существенно обеднены низкочастотными составляющими. Представленные результаты измерения параметров S -волн, полученные при доминирующих частотах 1–5 Гц, могут фактически отражать среднемасштабную анизотропию, формирующуюся в верхней части среды. По оценке эффективного объема Френеля, отвечающему области формирования сейсмического сигнала S -волн при частоте 1 Гц и

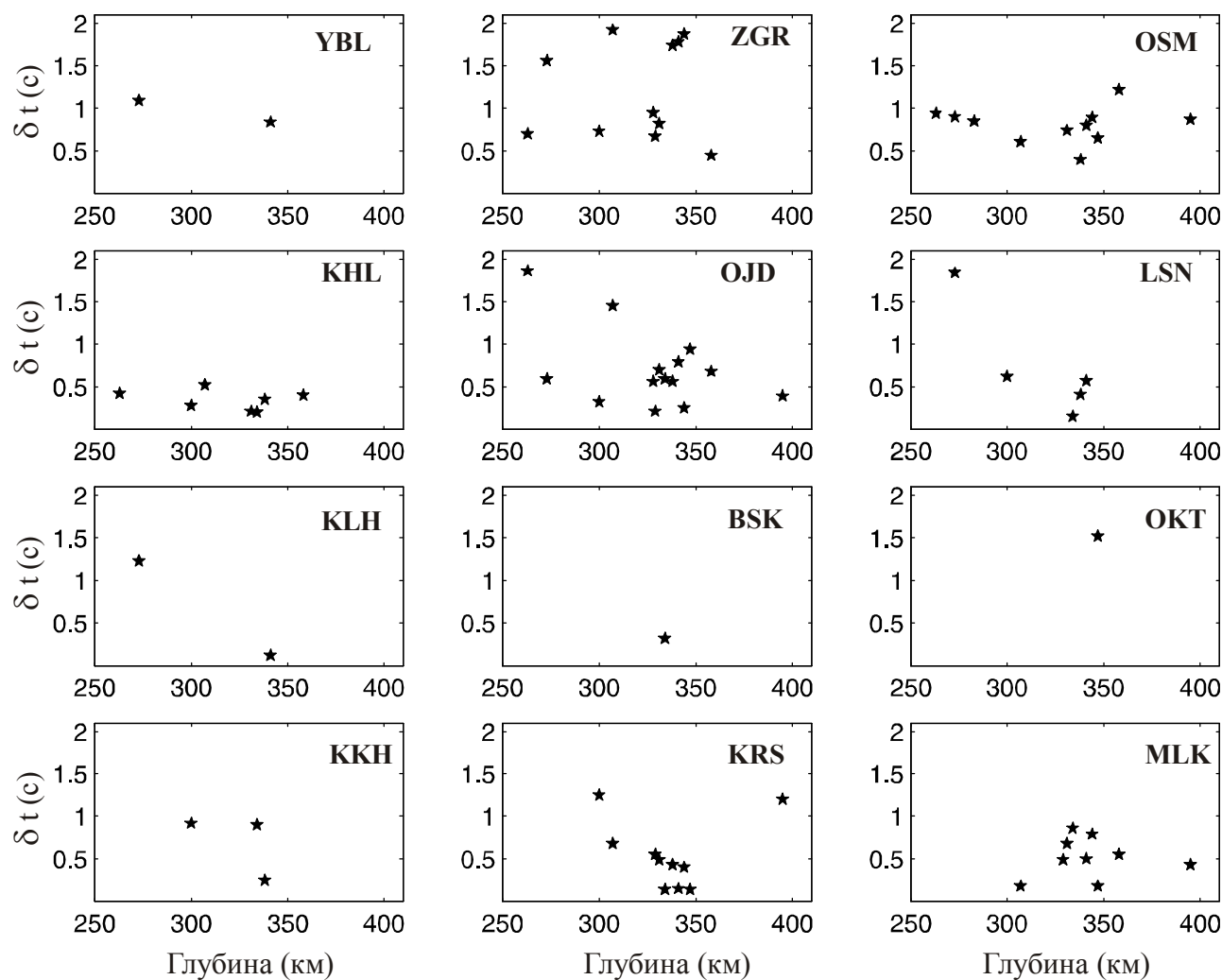


Рис. 6. Распределение разности времен прихода S -волн (δt) в зависимости от фокальной глубины землетрясений под станциями Южного Сахалина.

скорости около 4 км/с, горизонтальные размеры области – зоны Френеля – составляют около 30 км для глубины события 100 км и 50 км для глубины 300 км. Параметры проходящих сейсмических волн чувствительны к направлению распространения и неоднородностям среды, размеры которых соизмеримы с размером зоны Френеля.

На рис. 7 представлены наблюдаемые азимуты поляризации быстрой S -волны с учетом разности времен прихода S -волн, которые позволяют оценить направленность деформаций под Южным Сахалином. Данные вынесены к координатам соответствующих станций, а также к эпицентрам глубокофокусных землетрясений для взаимного сопоставления. С учетом величины времени задержки между S -волнами на карте выделяются азимуты поляризации вдоль ССЗ и ССВ-СВ направлений. По-видимому, они отражают направления максимальных смещений (деформаций) в центральной и западной областях под Южным Сахалином, заливом Анива, Охотским морем и Татарским проливом. В меньшей степени выражены деформации вдоль В-ЮВ направлений. Мозаичная картина в распределении параметров S -волн,

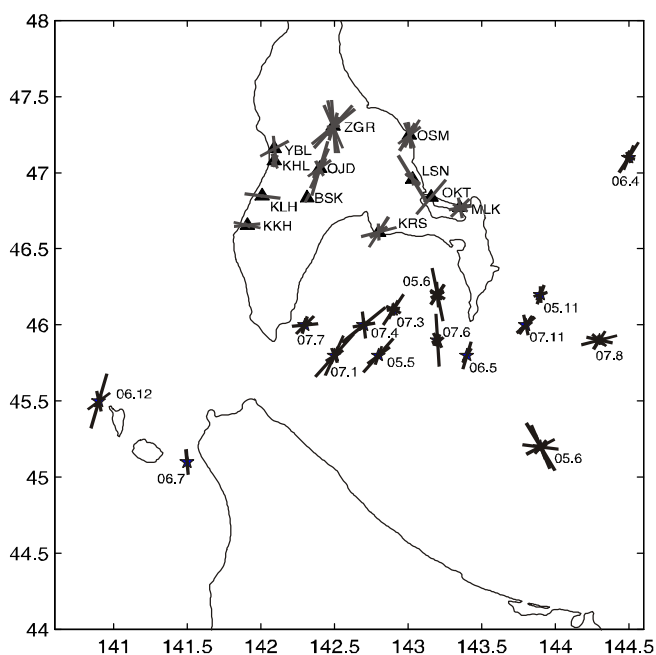


Рис. 7. Распределение азимутов быстрой S -волны с учетом времени задержки между S -волнами в области Южного Сахалина.

Азимуты S -волн отнесены к координатам соответствующих станций и эпицентров землетрясений. Азимут отображается отрезком, длина которого пропорциональна времени задержки между S -волнами. Треугольники показывают положение станций. Звездочки показывают эпицентры землетрясений с указанием даты их происхождения.

отнесенных к эпицентрам событий, наблюдается под заливом Анива. В восточной части залива проявляются ϕ ССЗ направлений, в центральной части – ССВ-СВ, в западной части залива отмечаются субширотные направления. В северо-западной части о. Хоккайдо по данным от глубоких землетрясений [35], отнесенным к координатам станций, наблюдаются преимущественно субмеридиональные и СВ, СЗ направления поляризации S -волн. В юго-западной части острова доминируют ϕ восточного направления. Авторы [35] считают, что характер распределения параметров S -волн обусловлен зависимостью локальных мантийных течений от геометрии субдуктирующей плиты. В области залива Анива и Татарского пролива данные, отнесенные к эпицентрам землетрясений, неплохо согласуются с данными по Хоккайдо. Вопрос о взаимосвязи геометрии субдуктирующей коры с направленностью деформаций в верхней части плиты и мантии является важным и поднимается в различных работах. По данным трехмерной томографии, реконструкциям верхней поверхности сейсмофокальной зоны Тихоокеанской плиты наблюдается отклонение направлений угла падения погружающейся плиты в области сочленения Японской и Курильской дуг от направления движения плиты под океаном [19, 26, 30, 33]. Максимальный градиент нарастания глубины верхней поверхности сейсмофокальной зоны направлен на С-ССВ со стороны Хоккайдо и на СЗ восточнее южного Сахалина. Наблюдаемые ϕ СВ направлений согласуются с простиранием Курильского желоба, а СЗ – с направлением погружения плиты.

Анализ параметров S -волн (ϕ , δt), отнесенных к координатам станций, показывает их хорошее согласование с простиранием крупных разломов Сахалина, основных тектонических структур региона и аномалий геофизических полей [3, 12, 18]. Развитие ϕ вдоль ССЗ-СВ направлений и повышенные значения δt наблюдаются в подвижных зонах разломов. Ориентации ϕ вдоль В-ЮВ направлений характерны для более жестких зон, поднятий. Возникает вопрос о глубине проявления основных структур под Сахалином и их взаимосвязи с анизотропией среды. Результаты исследований глубинного строения под Южным Сахалином сейсмическими методами МОВЗ [6] и ГСЗ, МОВ ОГТ [7] свидетельствуют о слоистой структуре коры и верхней мантии до 80 км, существовании коровых и сквозь-коровых зон нарушений под центральной и восточной областями. По сейсмическим данным от землетрясений сейсмофокальной зоны и данным МТЗ под Южным Сахалином выделен слой аномальной

мантии, отвечающий пониженным скоростям волн и повышенной электропроводности на глубине около 80–120 км [1, 2, 5, 9].

Предполагая, что наблюдаемые параметры расщепленных S -волн отражают среднemasштабную анизотропию среды, рассмотрено распределение параметров S -волн на горизонтальных срезах различной глубины. На рис. 8 представлено распределение наблюдаемых азимутов быстрой S -волны, спроектированных на глубину 150 км вдоль лучевой трассы гипоцентр–станция. В данной проекции выделяются направления на ССВ-СВ, параллельные простиранию Курильской дуги, вдоль ЮВ-ЮВВ – вкрест простирания Курильской дуги и восточные направления. Субширотные направления отмечаются в области Крильон, Тонино-Анивского полуостровов и залива Анива, которые могут отражать деформации субширотного сжатия, обусловленного растяжением в области Татарского пролива и Южно-Охотской впадины. Юго-восточные ф могут отражать движение верхней плиты (мантийное течение), согласующееся с на-

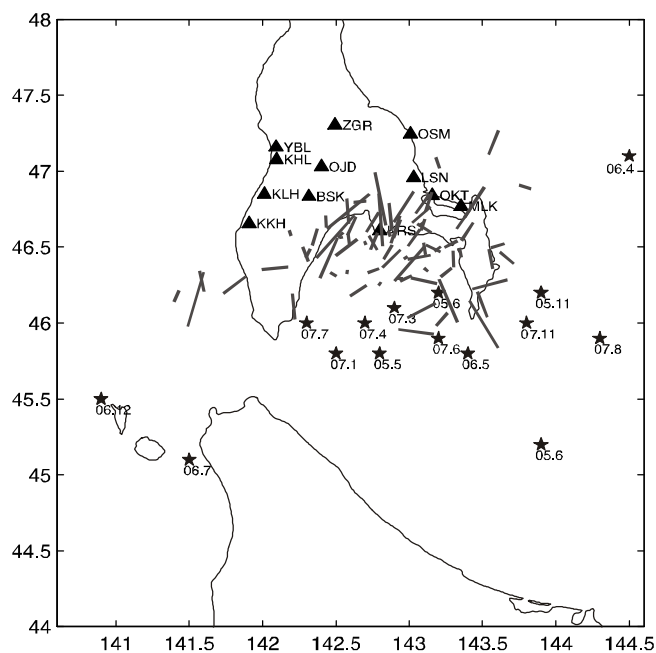


Рис. 8. Распределение азимутов быстрой S -волны с учетом времени задержки между S -волнами на глубину 150 км под Южным Сахалином.

Азимуты S -волны отнесены к координатам, спроектированным на глубину 150 км вдоль соответствующих лучевых трасс гипоцентр–станция. Азимут отображается отрезком, длина которого пропорциональна времени задержки между S -волнами. Треугольники показывают положение станций. Звездочки показывают эпицентры землетрясений с указанием даты их происхождения.

правлением падения плиты под Южным Сахалином и Охотским морем (ЮВ-СЗ). Северо-восточные ф согласуются с простиранием Курильского желоба и с направлением продвижения южной части Курильской дуги вдоль желоба в сторону Японской дуги со скоростью 6–11 мм/год [13].

В сдвиговых областях в режиме горизонтального сжатия диссипация энергии упругих деформаций осуществляется преимущественно через вертикальные движения блоков вдоль ослабленных разломных зон в верхних слоях коры. С увеличением глубины и флюидонасыщенности среда становится существенно трещиноватой, понижается ее вязкость и упругие деформации переходят в катакластическое течение, а при увеличении глубины и до пластического дислокационного течения [11]. Диссипация энергии неупругих деформаций в сдвиговых областях при увеличении температуры и давления с глубиной может осуществляться путем организации объемной сети обогащенных расплавом пород, полосы которой могут отклоняться от направления сдвигового течения [20, 21]. Процессы образования неоднородной системы и локализации напряжений наблюдаются при различных условиях, приводящих к развитию ослабленных зон за счет изменения размера зерен, трещин или к фазовому расслоению. Лабораторные эксперименты по деформированию частично расплавленных пород показали, что полосы подплавления образуют бимодальное распределение – субпараллельно направлению сдвига и под углом 20–30° [21]. Организация пространственной сетки обогащенных расплавом пород приводит к значительному понижению вязкости среды до 30 % и уменьшению энергии диссипации до 20 %, способствует свободной миграции расплавов на микроуровне при девиаторных напряжениях. Оптимальные углы отклонения полос подплавления от сдвигового направления, отражающие наибольшую скорость деформаций вдоль полос и устойчивость системы, определены в пределах 15–30°. При ориентации полос под углом 45°, вдоль направления сжатия, возникают деформации растяжения. В перидотитовой верхней мантии кристаллографическая a -ось оливина в таких средах ориентируется перпендикулярно к направлению сдвига/течения [20].

Если под Южным Сахалином существуют области с фазовым расслоением, то азимуты поляризации быстрой S -волны, проходящей через эти области, будут ориентированы ортогонально к мантийному течению. Область развития объемной сетки подплавления является проницаемой, характеризуется пониженной сейсмической скоростью и повышенной электропроводностью. В таких областях характерно

проявление роевой сейсмичности, развитие миграции сейсмичности снизу вверх.

ВЫВОДЫ

Проведены измерения параметров расщепленных поперечных волн от местных глубоководных землетрясений за период 2005–2007 гг. в области 12 станций на Южном Сахалине. Результаты исследований показывают неоднородность распределения анизотропных свойств под Южным Сахалином. Азимуты поляризации быстрой S -волны под станциями в центральной части острова ориентированы на ССЗ и ССВ-СВ, поперек и вдоль Курильского желоба. Под станциями западного и восточного побережий азимуты S -волны смещаются от ССЗ к В-ЮВ направлениям при изменении местоположения станций к югу. Ориентации вдоль В-ЮВ направлений характерны для более жестких зон.

Разность времен прихода S -волн изменяется в диапазоне от 0.12 до 2 с в зависимости от положения станции. Наибольшая степень анизотропии среды до 0.9–1.5% фиксируется в центральной части Южного Сахалина и под станциями YBL, OSM, OKT. Максимальные значения времен задержки S -волн отмечаются при ориентации азимуты поляризации быстрой S -волны вдоль С-СВ направлений, в областях активных разломов, в ослабленных зонах. Анализ изменения времен задержки с глубиной событий показывает слабую их зависимость от глубины. Наибольшая степень анизотропии среды предполагается в верхних слоях до глубин около 250 км.

Измерение параметров S -волн проводилось в диапазоне частот до 1 Гц. С увеличением глубины событий доминирующие частоты прямых S -волн уменьшаются, сейсмические записи обеднены низкочастотными составляющими. Представленные результаты измерения параметров S -волн, полученные при доминирующих частотах в пределах 1–5 Гц, фактически отражают среднemasштабную анизотропию, формирующуюся в верхней части среды.

Авторы благодарны Сахалинскому филиалу геофизической службы РАН за предоставленные сейсмологические данные. Работа поддержана программой Президиума РАН (№16) и Президиума ДВО РАН (гранты №09-И-П16-10, № 09-III-A-08-443).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И.М., Никифоров В.М., Харахинов В.В. Электропроводность верхней мантии о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 38–42.
2. Болдырев С.А., Кац С.А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 80–95.
3. Волгин П.Ф. Плотностные аномалии земной коры Сахалина и их геологическая природа: Дис.... канд. геол.-минер. наук. Южно-Сахалинск, 1986. 155 с.
4. Гальперин Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 277с.
5. Злобин Т.К. Модель строения вышележащей мантии под южной частью Охотского моря, связь с мантийным диапиром и мантийным плюмом // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IV Косыгинские чтения, 21–13 января 2003, г.Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 204–218.
6. Злобин Т.К., Гуреев Р.Г. Строение литосферы центральной части Южного Сахалина по данным МОВЗ // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IV Косыгинские чтения, 21–13 января 2003, г. Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 219–231.
7. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Злобина Л.М. Очаги землетрясений и глубинное строение земной коры и верхней мантии по профилю Южный Сахалин–Охотское море–Камчатка // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, №. 3. С. 46–55.
8. Иващенко А.И., Ким Чун Ун, Поплавская Л.Н. Эпицентральные наблюдения роя землетрясений 2001 года на юге о. Сахалин. Инструментальные и макросейсмические данные // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана / Сб. статей. Южно-Сахалинск, 2001. Т. 2. С. 161–193.
9. Косыгин Ю.А., Никифоров В.М., Альперович И.М. и др. Глубинная электропроводность о. Сахалин // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, №.6. С. 1452–1455.
10. Лунева М.Н., Дрознин Д.В., Овчинников В.Е. Изучение расщепления поперечных волн от землетрясений 1998 года на полуострове Камчатка // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, №. 5. С. 78–90.
11. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 448 с..
12. Рождественский В.С. Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. №. 4. С. 99–111.
13. DeMets C. Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 17615–17625.
14. Faccenda M., Burlini L., Gerya T.V., Mainprice D. Fault-induced seismic anisotropy by hydration in subducting oceanic plates // Nature. 2008. V. 455. P. 1097–1100.
15. 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. V. 151. P. 463–475.
16. Flinn E.A. Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion // Proc. I.E.E.E. 1965. V. 53, N. 12. P. 1874–1876
17. Fouch M.J., Fischer K.M. Mantle anisotropy beneath northwest Pacific plate // J. Geophys. Res. 1996. V. 101, N B7. P. 15987–16002.
18. Fournier M., Jolivet L., Huchon P. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea // J. Geoph. Res. 1994. V. 99, N. B2. P. 2701–2725.
19. Fucao Y., Widiyantoro S., Obayashi M. Stagnant slab in the upper and lower mantle transition region // Rev. Geophys. 2001. V. 39. P. 291–323.
20. Holtzman B.K., Kohlstedt D.L., Zimmerman M.E. et al. Melt segregation and strain partitioning: Implications for

- seismic anisotropy and mantle flow // *Science*. 2003. V. 301. P. 1227–1230.
21. Holtzman B.K., Kohlstedt D.L., Morgan J.P. Viscous energy dissipation and strain partitioning in partially molten rocks // *J. of Petrology*. 2003. V. 46, N 12. P. 2569–2592.
 22. Jackson G.M., Mason I.M., Greenhalgh S.A. Principal component transforms of triaxial recordings by singular value decomposition // *Geophysics*. 1991. V. 56, N 4. P. 528–533
 23. Jung H., Karato S. Water-induced fabric transition in olivine // *Science*. 2001. V. 293. P. 1460–1463.
 24. Jurkevics A. Polarization analysis of three-component array data // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1988. V. 78, N 5. P. 1725–1743.
 25. Katayama I., Jung H., Karato S. New type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress // *Geology*. 2004. V. 32, N 12. P. 1045–1048.
 26. Katsumata K., Wada N., Kasahara M. Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kuril arc-arc junction // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, N B12, P. 2565–2588.
 27. Kneller E., Keken P.E., Karato S., Park J. B-type, olivine fabric in the mantle wedge: insight from high-resolution non-Newtonian subduction zone models // *Earth, Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. P. 781–797.
 28. Lassak T.M., Fouch M.J., Hall C.E., Kaminski E. Seismic characterization of mantle flow in subduction systems: can we resolve a hydrated mantle wedge? // *Earth, Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 243. P. 632–649.
 29. Levin V., Droznin D., Park J., Gordeev E. Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. P. 1009–1023.
 30. Liu K.H., Gao S.S., Gao Y., Wu J. Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath Asia // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113, N B01305.
 31. Long M. D., Hilst R.D. Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting // *Phys. Earth Planet. Int.* 2005. V. 151. P. 206–222.
 32. Luneva M.N., Lee J.M. Shear wave splitting beneath South Kamchatka during 3-year period associated with the 1997 Kronotsky Earthquake // *Tectonophysics*. 2003. V. 374. P. 135–161.
 33. Miller M.S., Kennett B.L., Gorbatov A. Morphology of distorted slab beneath the Hokkaido corner // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 2006. V. 156. P. 1–11.
 34. Nakajima J., Hasegawa A. Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225. P. 365–377.
 35. Nakajima J., Shimizu J., Hori S., Hasegawa A. Shear wave splitting beneath the southwestern Kurile arc and northwestern Japan arc: a new insight into mantle return flow // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33, N 5. L05305.
 36. Peiton V., Levin V., Park J. et al. Mantle flow at a slab edge: seismic anisotropy in the Kamchatka region // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 379–382.

M.N. Luneva, D.A. Safonov

Seismic anisotropy beneath Southern Sakhalin by S-wave parameters of deep focus earthquakes

Shear wave splitting parameter measurements of deep focus earthquakes registered by 12 Southern Sakhalin local net seismic stations for the period of 2005–2007 are presented. The study reveals heterogeneous distribution of anisotropic properties beneath the Southern Sakhalin area. Azimuths of fast S-wave polarization beneath stations located in the central part of the island are aligned along NNW and NNE-NE directions, normal to and along the Kuril trench. Beneath stations located along the western and eastern coasts, fast S-wave polarization azimuths change their directions from NNW to E-SE following southward station locations. The highest anisotropy degree up to 0.9–1.5% is recognized beneath the central part of Southern Sakhalin. In general, the maximum values of split shear wave time delays are observed in the case of fast shear wave azimuth orientation along N-NE beneath active fault zones. The analysis of time delay variations with depth shows their weak depth dependence. It is assumed that the highest anisotropy originated in the upper layers of the medium up to 250 km depth. The results obtained for dominating S-wave frequency of 1–5 Hz represent mainly mid-scale anisotropy of the top of the medium under study.

Key words: seismic anisotropy, shear wave splitting, deep focus earthquakes, Southern Sakhalin.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 556.3/5:504.43

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ*

Б.А. Воронов, П.В.Ивашов

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН

Поступила в редакцию 5 февраля 2009 г.

В 2007 году в издательстве “Пермский университет” (г. Пермь) вышла из печати книга коллектива авторов “Экологические основы водохозяйственной деятельности” (Пермь-Оренбург, 2007, 328 с.) [2] под общей редакцией профессора А.Я. Гаева, доктора геолого-минералогических наук, известного в России гидрогеолога и геоэколога, директора Института экологических проблем гидросферы, карстоведения и спелеологии Русского географического общества РАН (г. Пермь), автора и соавтора более 620 опубликованных научных трудов, в том числе 30 монографий, создавшего научную школу в области гидрогеологии и геоэкологии водохозяйственной деятельности.

Рецензируемая книга – это фундаментальное исследование, в котором излагаются основные геологические и геоэкологические проблемы, возникающие при строительстве и эксплуатации водохозяйственных объектов в связи с решением задач по рациональному использованию водных ресурсов и охране окружающей среды, что в современных условиях имеет крайне важное научно-теоретическое и практическое значение. Поэтому неслучайно в составе авторского коллектива книги не только крупные ученые-гидрогеологи доктора г.-м. наук А.Я. Гаев, В.Г. Гацков, кандидаты г.-м. наук И.Н. Алферов, И.Е. Клейменова, но и опытные производственники-инженеры, кандидаты технических наук В.П. Нагорнов, А.В. Малкин, И.Г. Беликова и др.

Теоретические разработки и практические рекомендации по рациональному использованию водных

ресурсов, изложенные в книге, выполнены на примере полигонов Оренбургской области и сопредельных районов Южного Урала, где особенно остро стоит проблема загрязнения водной среды в связи с разведкой и добычей нефти и газа на фоне развития других типов природопользования. Книга состоит из введения, заключения, пяти глав и библиографического списка из 215 наименований.

Во введении отмечено, что в условиях Южного Урала и непосредственно Оренбуржья развитие промышленности, энергетики, нефтегазодобычи, широкое использование минеральных удобрений и ядохимикатов в сельском хозяйстве ведут к загрязнению рек, водоемов (в том числе водохранилищ), за счет которых осуществляется водоснабжение населенных пунктов. В воду попадает огромное количество нефтепродуктов, фенолов и других органических соединений, которые взаимодействуют с хлор-ионами, тяжелыми металлами и радиоактивными элементами, образуют токсичные вещества, вызывающие у людей экологический иммунодефицит, аллергические, онкологические заболевания, болезни сердца и желудочно-кишечного тракта. Поэтому обеспечение населения доброкачественной питьевой водой является важнейшей геологической, экологической, медицинской, продовольственной и социально-бытовой проблемой не только Оренбургской области, но и всего Южного Урала. Между тем в речных и озерных водах Южного Урала стали интенсивно развиваться сине-зеленые водоросли, которые специалисты называют “раковой опухолью” планеты Земля. В этих ус-

*Рецензия на книгу А.Я. Гаева, И.Н. Алферова, В.Г. Гацкова и др. “Экологические основы водохозяйственной деятельности” [2].

ловиях необходима разработка новых научных подходов и технологий в отношении водохозяйственной деятельности, что и было осуществлено и изложено в опубликованной книге.

Первая глава книги посвящена проблеме геологизации и экологизации водохозяйственной деятельности. Показано, что водохозяйственная деятельность человека, с одной стороны, является объектом исследования геологии, а с другой – экологии. Поэтому обосновано новое научное направление, объединяющее эти стороны исследований, а фактически создана новая междисциплинарная наука гидрогеоэкология, изучающая экологические проблемы гидросферы Земли. В этой же главе изложены теоретические предпосылки необходимости изучения техногенных преобразований химического состава природных вод и научные подходы к реализации ноосферных идей В.И. Вернадского для целей управления водохозяйственной деятельностью.

Во второй главе на основе анализа результатов полевых и дистанционных исследований, изучения источников и ареалов загрязнения воды, локальных картографических интерпретаций состояния окружающей среды на примере районов добычи и переработки углеводородного сырья рассматриваются вопросы методологии и методики защиты водных ресурсов. Особое внимание уделено проблеме взаимодействия гидросферы с геологической, географической и социальной средой. В этой же главе приведены теоретические разработки, направленные на повышение эффективности управления качеством функционирования водохозяйственных объектов на основе перехода к замкнутым оборотным системам водоснабжения и новых физико-химических методов очистки сточных вод.

Третья глава посвящена защите природных вод путем применения новых технологий. В частности, предложено использование так называемых геохимических барьеров – горных пород – для самоочищения загрязненных вод от тяжелых металлов. Введено новое понятие: экологическая емкость горных пород, через которые фильтруются сточные воды, измеряемая в мг-экв на 100 г породного вещества. Как оказалось, наибольшей экологической емкостью обладают известняки и карбонатно-терригенные породы – своего рода природные эффективные фильтры для улавливания тяжелых металлов. На основе использования геохимических барьеров и самоочищающейся способности геологической среды разработаны новые способы и установки для очистки сточных вод и приведены конкретные примеры оптимального функционирования этих техногенных водоочистительных систем.

В четвертой главе рассмотрены вопросы, связанные с трудноочищаемыми сточными водами и локализацией их в поглощающих глубоких горизонтах горных пород земной коры, на примере предприятий газовой промышленности. В главе описаны отечественный и зарубежный опыт подземного депонирования трудноочищаемых сточных вод, в частности, геолого-геофизические и инженерно-гидрогеологические условия строительства таких полигонов, технологии подготовки и закачки промышленных стоков, а также способы обеспечения санитарной безопасности этих техногенно-природных сооружений.

В пятой главе описаны системы различных мониторингов применительно к подземным водам, в том числе разработанный авторами книги экологолитогеомониторинг, представляющий собой “систему наблюдений, обработки и накопления эколого-гидрогеологической информации об изменениях гидрогеологического, физико-химического и микробиологического состояния подземной гидросферы под влиянием техногенных и природных факторов” (С. 291). В главе подчеркивается, что концепция перехода стран и народов к модели устойчивого развития требует введения жестких ограничений в использовании водных ресурсов и системного контроля за их загрязнением, что может быть обеспечено только специализированными мониторингами за состоянием окружающей среды, в том числе и гидросферы Земли.

В заключении приведен краткий обзор разработанных способов и приемов оптимальной водохозяйственной деятельности применительно к объектам газопромышленной зоны Оренбургской области и сопредельных районов. При этом обращено внимание на то, что только специально разработанный, научно-обоснованный и адаптированный к конкретным объектам водохозяйственной деятельности санитарно-геохимический контроль (мониторинг) обеспечит безопасность населения и природы не только Южного Урала, но и непосредственно Оренбуржья с его развитым газопромышленным комплексом.

Надо отметить, что рецензируемая книга создана на большом оригинальном фактическом материале, содержит многочисленные поглавные рисунки, графики и таблицы, хорошо издана, читается легко и в целом производит благоприятное впечатление. В приложении к книге приведены краткие биографические сведения об авторах с их фотографиями.

Вместе с тем по книге есть некоторые замечания.

1. В разделе 2.5 (С. 85–90) приведены предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных веществ в воде водоемов хозяйственно-питьевого,

культурно-бытового и рыбохозяйственного назначения, но не всех токсикантов, перечень которых значительно шире, например, в источниках [1] и [5], отсутствующих в библиографическом списке книги.

2. В разделе 4.2 (С. 223) описаны положительные стороны отечественного и зарубежного опыта применения метода подземного депонирования трудноочищаемых сточных вод, но, вместе с тем, почти не упомянуто о его негативных последствиях, в частности, при подземном депонировании сточных вод, содержащих долгоживущие радионуклиды, что в свое время было отмечено в литературе [6].

3. В главе 5 (С. 291–304) описаны системы мониторинга, но не отмечены биогеохимический мониторинг [4] и гидробиогеохимическая индикация [3] оценки степени загрязнения природных и техногенных вод органическими соединениями и тяжелыми металлами на основе биотических компонентов гидросферы – водорослей, водных растений, фитопланктона, органического вещества и т.д. как наиболее чувствительных индикаторов состояния водных экосистем.

Однако в целом эти замечания незначительны. Они не влияют на суть работы и общее впечатление от знакомства с добротным выполненным и опубликованным крупным обстоятельным исследованием и имеют лишь статус пожеланий авторам на будущее.

Рецензируемая книга вносит существенный вклад в учение о гидросфере и в практику водохозяйственной деятельности человека. Методологические

и методические разработки, изложенные в книге, могут использоваться применительно к другим регионам России, где есть инфраструктура нефтегазовой промышленности. Несомненно и то, что эта книга может рассматриваться как исключительно полезное учебное пособие для студентов высших учебных заведений, где готовятся специалисты по водохозяйственной тематике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беспаятных Г.П., Кротов Ю.А. Предельно допустимые концентрации химических веществ в окружающей среде. Л.: Химия, 1986. 528 с.
2. Гаев А.Я., Алферов И.Н., Гацков В.Г. и др. Экологические основы водохозяйственной деятельности (на примере Оренбургской области и сопредельных районов). Пермь-Оренбург: Изд-во "Пермский университет", 2007. 328 с.
3. Ивашов П.В. Значение биогеохимического метода в оценке загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами // Тяжелые металлы в окружающей среде. М.: Изд-во МГУ, 1988. Ч. 2. С. 329–331.
4. Ивашов П.В. Биогеохимический мониторинг: теоретическое обоснование, практические приемы и задачи // Биогеохимические и гидроэкологические оценки наземных и пресноводных экосистем. Владивосток: Дальнаука, 2003. Вып. 13. С. 7–31.
5. Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. М.: Изд-во ВНИИРО, 1999. 305 с.
6. Уотсон Дж. Геология и человек. (Введение в прикладную геологию). Перевод с английского. Л.: Недра, 1986. 184 с.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ СОЛОМОНА МАРКОВИЧА ТИЛЬМАНА

(К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

В творческой биографии легендарной личности, во многих отношениях пионера-первопроходца и лидера тектоники Северо-Восточной Азии, заслуженного деятеля науки, доктора геолого-минералогических наук, профессора Соломона Марковича Тильмана отчетливо намечается три характерных периода.

Период I (1960–1972 г.) – становление ученого-тектониста: подготовка и защита кандидатской (1961 г.) и докторской (1970 г.) диссертаций, создание первой тектонической карты Северо-Востока (1966 г.).

После десятилетней производственной геологической деятельности, завершившейся работой в качестве главного геолога экспедиции Сеймчанского РайГРУ СВГУ и составителя листа Q-58 Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000, в 1960 году Соломон Маркович был приглашен Н.А. Шилов в создаваемый в это время



Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт СО АН СССР с предложением возглавить коллектив лаборатории региональной тектоники. В качестве руководителя этого научного подразделения (в состав которого в разное время входили такие известные исследователи, как крупнейший магаданский металлогенист доктор геолого-минералогических наук В.Т. Матвеевко, первооткрыватель чукотского золота, лауреат Ленинской премии Д.Ф. Егоров, доктор наук Р.Б. Умитбаев, В.М. Мерзляков, В.Ф. Белый и другие яркие личности. С.М. Тильман оставался до 1983 года, вплоть до своего перевода в г. Москву в Институт литосферы АН СССР.

Первой важной вехой в научной жизни лаборатории была защита С.М. Тильманом кандидатской диссертации. Она легла в основу монографии “Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья” (1962), открывшей список трудов СВКНИИ. Монография содержала много новых данных о стратиграфии и тектонике обширнейшей территории между Колымой и Анадырем и на долгие годы стала своего рода геологическим справочником. В ее обобщающих главах впервые была предпринята попытка представить структуру и тектоническую историю региона, используя понятийную базу, соответствовавшую передовому уровню тектонической науки того времени. В частности, впервые были выделены эв- и миогеосинклинальные зоны.

Другими важными делами первого десятилетия лаборатории были работа по составлению тектонической карты Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000, изданной в 1966 году, и самое деятельное участие в организации совещания по проблеме “Мезозойский тектогенез”, проведенного в Магадане в августе-сентябре 1969 года в качестве VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока.

Карта и опубликованная позднее объяснительная записка (Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шилов Н.А., 1969) синтезировали полученные к тому времени данные о геологическом строении региона с позиций учения о геосинклиналих и теперь, через 40 лет, могут считаться одной из классических работ такого рода. Районирование было проведено по возрасту завершающей складчатости и по типу развития, т.е. с выделением мио- и эвгеосинклиналей. При этом последние были выделены только в области кайнозойской складчатости.

Докторскую работу по теме “Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца” С.М. Тильман защитил через год после совещания. В 1972 году была опубликована его монография с тем же названием. Она опиралась на исследования, проведенные сотрудниками лаборатории в различных районах Северо-Востока Азии, и как бы подытоживала их. В ней еще фигурирует Колымский срединный массив и отсутствуют мезозойские эвгеосинклинали. Типизация мезозойских складчатых систем Северо-Востока Азии и запада Северной Америки и объяснение их природы были проведены с фиксированных позиций, и это, вероятно, было одно из последних крупных тектонических обобщений такого рода. В отечественной тектонике набирали силу новые веяния.

Период II (1972–1983 гг.) – расцвет (апогей) творческой научной деятельности: смена парадигмы и объекта исследований; создание межинститутской Корякской экспедиции; составление серии региональных тектонических карт.

С 1972 года в исследованиях лаборатории происходит крутой поворот. На долгие годы основным объектом становится совершенно не похожее на колымские и чукотские мезозоида Корякское нагорье. Мобилизм, долгое время упорно отвергаемый официальной советской наукой, становится все более популярным, в том числе и среди отечественных ученых. Геологической школой ГИНа, возглавляемой академиком А.В. Пейве, в качестве альтернативы новой глобальной тектонике ведется разработка своего отечественного неомобилистского варианта – концепции конструктивного тектогенеза или “новой геосинклинальной теории”. Естественно, что Соломон Маркович активно подключается к развитию и внедрению в геологическую практику нового научного направления.

Первым шагом было создание совместно с чл.-корр. Ю.М. Пушаровским на базе мерзлотной станции в пос. Шахтерском под Анадырем Корякской экспедиции. Техническая оснащенность вездеходным и вертолетным транспортом позволяла изучать большие площади или совершать протяженнейшие маршруты, что, в конечном счете, выражалось в получении весьма интересных и важных новых данных о геологии Корякского нагорья. Без преувеличения можно сказать, что проведенные полевые исследования коренным образом изменили представления о тектонике и геологической истории региона. Было обосновано наличие здесь покровных и чешуйчато-надвиговых структур с участием разновозрастных офиолитовых серий и серпентинитовых меланжей, показано, что в пределах нагорья тектонически совмещены близкие по возрасту отложения, формировавшиеся в совершенно различных фациальных и палеогеографических обстановках, а, следовательно, структура Корякской системы является результатом, в первую очередь, крупномасштабных латеральных перемещений блоков земной коры (“Очерки тектоники Корякского нагорья”, 1982).

Одновременно под руководством С.М. Тильмана ведется активная работа по переинтерпретации структуры всего Северо-Востока. В свете вновь полученных геологических фактов (олистоостромы и меланжи Корякского нагорья; упразднение Колымского срединного массива и выделение на его месте Алазейско-Олойской рифтогенной эвгеосинклинали) и в соответствии с новыми теоретическими веяниями подготавливается составительский красочный макет еще одной Тектонической карты Северо-Восточного региона (масштаба 1:2 500 000), районирование на которой было проведено по времени формирования зрелой континентальной коры (или гранитно-метаморфических слоев).

Усовершенствованный вариант ее вошел составной (стержневой) частью в изданную в 1979 году Тектоническую карту Востока СССР и сопредельных областей, в составлении которой приняли участие, помимо дружного коллектива С.М. Тильмана, также сотрудники лабораторий Ю.М. Пушаровского, М.С. Маркова, В.С. Федоровского и ряда производственных геологических учреждений. Карта сопровождалась расширенной пояснительной запиской (“Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана”, 1980), в написании которой из семи глав в шести принял самое активное участие С.М. Тильман. Новаторским в этой, а также в серии последовавших за ней вновь изданных карт (Тектоническая карта Северной Евразии (1980), Международная тектоническая карта Мира (1984), Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (1982)), помимо упоминавшегося принципа выделения областей с разным возрастом становления континентальной земной коры, явилось вовлечение в тектоническое районирование акваторий окраинных морей и дна океанов.

Период III (1984–1996 гг.) – “лебединая песня” ученого: Тектоническая карта Северо-Востока Азии масштаба 1:5 000 000 и объяснительная записка к ней (1992).

В заключительный период своей научной деятельности в Институте литосферы Соломон Маркович окончательно и бесповоротно переходит на позиции плитовой тектоники – новой геологической парадигмы, “исповедуемой” к этому времени большинством геологов мира и все более приобретающей облик научной теории. Однако одна из побочных ветвей плейтотектоники, так называемая террейновая концепция, им так и не была воспринята. Как следует из анализа упомянутых Тектонической карты и объяснительной записки “Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии”, подготовленных совместно с Н.А. Богдановым, вплоть до последних дней он оставался приверженцем концепции аккреционной тектоники, в “мягком” умеренно мобилистском ее варианте, о чем в частности свидетельствует выделение структурно-вещественных комплексов краевых морей на месте постулируемых здесь океанов.

Составление, всегда на новейших теоретических веяниях, серии красочных выразительных Тектонических карт Северо-Восточного региона страны (и смежных территорий), украшающих ныне стены многих научных и геолого-производственных учреждений и неоднократно являвшихся как основой различных минерагенических построений и прогнозных схем, так и просто удобным подручным средством ведения научных споров и полемики; глубокие научные разработки и творческое развитие прогрессивных взглядов на закономерности эволюции зон перехода континент-океан на конкретных геологических материалах досконально известного ему Евразийско-Северо-Американского геораздела; наконец, создание собственной геологической школы – подготовка и воспитание многочисленной плеяды молодых научных работников, многие из которых продолжают достойно развивать идеи и начинания своего учителя, – вот три главные ипостаси творческого наследия этого талантливого, брызжущего энергией, жизнерадостного и обаятельного человека, мысли и дела которого долго будут оставаться в нашей памяти.

С.Г. Бялобжеский, А.Д. Чехов

ПОТЕРИ НАУКИ

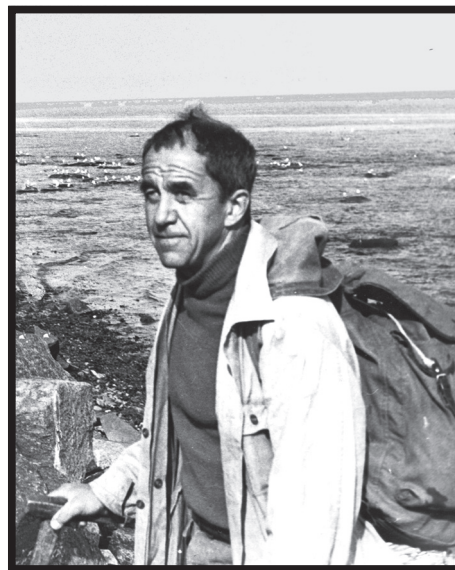
ВАСИЛИЙ ФЕОФАНОВИЧ БЕЛЫЙ

(1929–2009)

31 мая 2009 г., через три с небольшим месяца после достижения 80 лет, в г. Жуковский под Москвой скончался Василий Феофанович Белый, заслуженный деятель науки РФ, доктор геолого-минералогических наук, профессор, выдающийся специалист в области региональной геологии и тектоники северо-восточной Азии и севера Тихоокеанского обрамления в целом, общей и региональной палеовулканологии. В 1953 г., после окончания Московского геолого-разведочного института, он начал работать на Северо-Востоке страны, сначала в подразделениях Геолого-разведочного управления “Дальстроя” (после реорганизации в 1957 г. – территориальное управление Министерства геологии РСФСР), с 1966 г. и до выхода на пенсию в 1998 г. – в СВКНИИ ДВО РАН, с которым, а также с ИГЕМ РАН, с редколлегией журнала “Вулканология и сейсмология” продолжал тесно сотрудничать до последнего дня жизни.

Верховья р. Индигирки, бассейн р. Анадырь, пространства на ее водоразделе с реками полярного бассейна, побережье Анадырского залива, северное побережье Охотского моря от Пенжинской губы до Тауйской и окрестностей г. Магадана – суровость и красота исхоженных ландшафтов, тайна их истории на всю жизнь привязали к себе его мысли и стремления.

Обобщая собственные полевые наблюдения, поверяя ими выводы, вытекающие из анализа огромного материала, накопленного колымскими и чукотскими геологами к середине XX в, и участвуя в тектоническом картографировании, В.Ф. Белый вслед за Е.К. Устиевым, Л.А. и Б.А. Снятковыми и другими магаданскими геологами особое внимание уделяет роли магматического фактора в процессах структурообразования, и главное, что его привлекает, – это вулканизм, определяющее значение которого в своеобразии геологии тихоокеанского обрамления было тогда уже совершенно ясным. При этом В.Ф. Белый коснулся и ряда общих вопросов тектонического районирования, определил некоторые понятия, проработка которых не исчерпана и сегодня. Эскимосский срединный массив – жесткая структура, объединяющая древние кристаллические породы, обнаженные на Чукотском п-ове и на п-ове Сьюард на Аляске. О структурной связи двух континентов писали и раньше – С.В. Обручев, Ю.Н. Попов, П.Н. Кропоткин с К.А. Шахварстовой, а первым вопрос о тектонических и металлогенических связях Аляски и Чукотки поставил К.И. Богданович, посетивший в 1900 г. эти окраины Северной Америки и Евразии. Теперь этот массив то показывают на схемах и картах тектоники, то пропускают, считая его либо фрагментом Североамериканской литосферной плиты, не заслуживающим собственного наименования, либо – в азиатской части – структурой второго порядка в Чукотской складчатой системе. Между тем, начатый В.Ф. Белым анализ сложной истории Эскимосского массива, особенно развития рифтов в раннем и позднем мезозое, в кайнозое, в сегодняшней геодинамической ситуации, указание на влияние этого массива на тектоническую зональность в его южном обрамлении (от мезозойских офиолитовых зон к окраинно-континентальным) долго будут привлекать к себе интересы будущих исследователей. В 1963 г. В.Ф. Белый вступил в обсуждение того, следует ли разделять по возрасту структуры, изначально относившиеся к единой позднемеловой–третичной (альпийской) Ниппонской геосинклинали, нашел, что в Корьякском нагорье есть возрастные аналоги североамериканских ларамид. Этот вывод не получил поддержки, потому, вероятно, что формационное наполнение кордильерских и выделяемых им корьякских ларамид очень разное. Однако как раз синхронность содержательно различных геологических событий в западном и восточном обрамлении Тихого океана сама по себе очень интересна. А тектоническое районирование Корьякского нагорья и бассейна р. Анадырь остается проблемой, которую и до сих пор по-разному решают в терминах и геосинклинальной концепции, и террейнового анализа, или различая орогенные и вулканогенные пояса различного возраста и т.д.



Но главным и на всю жизнь объектом исследований В.Ф. Белого стал с 1954 г. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП). Тогда он переехал в пос. Певек на берегу Чаунской губы Восточно-Сибирского моря и начал участвовать в геологическом картировании м-ба 1:500 000 почти совершенно не исследованных еще обширных пространств на водоразделе р. Анадырь и рек бассейна Восточно-Сибирского моря, где едва ли не единственными предшественниками В.Ф. Белого и его товарищей были лишь такие выдающиеся геологи первой половины XX в., как П.И. Полевой и С.В. Обручев, в трудах которых и наметились многие особенности понятий, ставших важнейшими для В.Ф. Белого, – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Ниппонская или Корякско-Камчатская геосинклиналь. Материалы В.Ф. Белого по стратиграфии, тектонике и вулканическим формациям северной части ОЧВП, хорошо согласующиеся с тем, как был охарактеризован ОЧВП в результате работ Е.К. Устиева и его сотрудников на побережье Охотского моря, и существенно дополняющие эту характеристику, стали предметом кандидатской диссертации В.Ф. Белого, затем монографии 1969 г., нескольких статей. Но еще задолго до этого, переведясь в 1958 г. в Анадырскую экспедицию, а затем в 1959 г. – в Центральную комплексную тематическую экспедицию Северо-Восточного геологического управления, потом в СВКНИИ, В.Ф. Белый продолжил целенаправленное исследование ОЧВП к югу от районов, в которые он выезжал на полевые работы из Певека. В итоге всего этого последовало общее феноменологическое описание ОЧВП – в главах XXX т. “Геологии СССР”, в нескольких монографиях, многочисленных журнальных статьях; составлена также, при участии ближайших сотрудников, Структурно-формационная карта ОЧВП м-ба 1:1 500 000. Книги и карты, вышедшие в 1970-е гг., и сейчас на столах у всех, кто занимается любыми вопросами геологии и металлогении ОЧВП, по ним учатся студенты.

Подход В.Ф. Белого к изучению ОЧВП комплексный, отличается глубокой проработкой вопросов структурной геологии, петрографии и петрохимии вулканитов, перспектив рудоносности вулканоструктур. Занимаясь этим, он всю жизнь совершенствовался в методологии соответствующих дисциплин, но главным при этом для него всегда была стратиграфия. Он научился сам определять флористические остатки, совершенствовал методологию их сборов, способствовал переходу к оценке геологического возраста вулканитов не по отдельным “руководящим” видам, а сравнением ископаемых флористических комплексов, искал и находил палеогеографические ситуации, в которых возраст субаэральных вулканитов ОЧВП можно было узнать по их соотношениям с морскими накоплениями, датированными фаунистическими остатками, добивался успеха в решении проблем стратиграфии ОЧВП, привлекая также палинологические и палеомагнитные методы. В.Ф. Белый стал признанным знатоком стратиграфии неморского мела. Остаются весьма интересными сделанные в его трудах с тектонической и петрологической точки зрения сопоставления ОЧВП с другими окраинно-континентальными вулканическими поясами, с островными вулканическими дугами.

Редкое у одного ученого сочетание стратиграфических и петрологических интересов, которое мы видим в творчестве В.Ф. Белого, наиболее ярко выразилось в его палеовулканологических работах. Стратиграфическая, структурная, петрохимическая характеристика ОЧВП в его трудах завершается рассмотрением общих тектонических условий масштабного проявления андезитового вулканизма в мезозое вокруг Тихого океана. На примерах из Берингийской провинции позднекайнозойского вулканизма с интереснейшими проявлениями ультраосновных и основных щелочных магм, из периферийных зон позднемезозойской Корякской офиолитовой провинции он разрабатывает проблематику ультраосновного магматизма, тщательно в поле изучает геологические условия проявления ультраосновного вулканизма, текстурные особенности ультраосновных лав, собирает, нередко в обстановке острой дискуссии, доказательства их вулканической природы, обсуждает связи вулканических и плутонических ультраосновных пород.

И.В. Лучицкий предложил составить в 1970-х гг. палеовулканологические карты СССР, в Магадане эту инициативу подхватил В.Ф. Белый. Был разработан проект легенды мелкомасштабных палеовулканологических карт, которые предлагалось строить на краткие (узкие) возрастные интервалы. Однако Главная редакционная коллегия серии карт “Древние вулканические области СССР и их минерагения” избрала другой подход, и “Атлас палеовулканологических карт Северо-Восточной Евразии (территория России и других стран СНГ)”, изданный в 2001 г., сделан по другому принципу – состоит из пяти карт, соответствующих пяти интервалам, на которые разделена вся фанерозойская история. В.Ф. Белый не стал участвовать в этой работе. Для Северо-Востока Сибири он с соавторами в 1980-х гг. составил карты в масштабе 1:2 500 000 по “узким” срезам, демонстрирующие палеогеографическую и палеотектоническую обстановку и зональность вулканизма в некоторые характерные для региона магматические эпохи. Удалось сделать карты на срезы: поздний триас, норийский век; поздняя юра, волжский век; ранний мел, готерив; ранний мел, средний альб; ранний мел, поздний альб. Два обозначившихся подхода в картографическом отображении истории вулканизма соответствуют методу проекций и методу сечений, которые сосуществуют во многих разделах естествознания. Необходимость продолжения этой работы очевидна.

Еще одна тема в творчестве В.Ф. Белого, может быть, особо им любимая, это природа впадины озера Эльгыгын на Анадырском плато на Чукотке. Завороженный его красотой еще в 1956 г., он вошел в число исследовате-

лей этого феномена, но в отличие от большинства из них, отказался от гипотезы его космогенного происхождения и, изучая геоморфологию его берегов, его геологическое положение, стратиграфию позднекайнозойских отложений в которых обнаружены импактные породы, их петрографию и минералогия, доказывает, что импактогенез был проявлением необыкновенной силы взрывов интрателлурических газов, происшедших в Берингийской вулканической провинции на пересечении нескольких глубинных разломов.

В творчестве В.Ф. Белого нашли место и эссе по близким ему вопросам методологии геологии, истории геологических исследований, опыты в художественной литературе, в графике, в создании деревянной микроскульптуры. Его всегда занимало, как устроен Мир в целом, и с этим было связано его высоко развитое эстетическое чувство. Его спортивность, широта интересов, несгибаемая настойчивость в поисках научных решений, острота и бескомпромиссность мысли, обширные и разнообразные знания привлекали к нему молодых людей. Этому, в общем, не мешала свойственная ему прямота и резкость высказываний, критический задор. Многие специалисты, защитившие диссертации или вообще работающие в научных и производственных геологических организациях Дальнего Востока, считают его своим учителем в тех или иных направлениях знания.

Он оставил более 350 научных работ (монографии и научные статьи, карты геологического содержания). Его творческая продуктивность сохранялась буквально до последних его дней. Рассмотрим только 5 работ, что вышли из печати в прошедшем 2008 г. и еще мало знакомы читателю.

Белый В.Ф. Таловско-Тайгоноская эвклиминарная система (Северо-Восток России). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2008. 67 с. Текст как будто бы невелик, но изложение сжатое и, поскольку оно еще сопровождается схематическими геологическими картами и тектоническими схемами (13 иллюстраций), монография оказалась очень содержательной. Читатель найдет в ней наиболее последовательно, из того, что есть в литературе, выполненную в терминах геосинклинальной концепции реконструкцию геологической истории структур на границе Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальных областей. Эта история прослеживается от конца докембрия до, главным образом, середины мела, когда здесь образовался ОЧВП. Границы континентов и океанов в геологическом прошлом – в числе самых популярных объектов палеогеодинамического анализа, важнейшего направления в современной геотектонике. Разница в методологическом подходе в работах В.Ф. Белого и в исследованиях плейттектонического направления, в используемом языке приводит к дискуссиям, нередко к взаимному непониманию. В этой последней своей монографии В.Ф. Белый ищет причинно-следственную связь в последовательности событий геологической истории, рассматривая эти события как функцию времени. Это не опровергает, а дополняет то, что делается с мобилистских плейттектонических позиций, когда те же события описываются в пространстве географических координат по выбранным возрастным срезам.

Белый В.Ф. О геологическом многообразии островодужного вулканизма (на примере Северо-Востока России) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 24–40. Статья тесно примыкает к монографии. Здесь показано, что вулканические дуги геологического прошлого, однотипные по петрохимическим и петрографическим особенностям вулканизма, по палеогеографическим обстановкам формирования, т.е. тождественные с точки зрения палеогеодинамического анализа, формировались по-разному в разных геосинклинальных системах Северной Пацифики (эвклиминарных и концентрически зональных).

Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 92–103. Это новейший анализ сегодняшних знаний и методологии в проблеме геологической истории континентального вулканизма в ОЧВП, возраста вулканогенных свит и толщ, слагающих его секторы и зоны. Анализ критический, основанный на материалах по геологии, палеонтологии и изотопной геохронологии, обсуждавшихся и принятых 3-м Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием по фанерозою С.-В. России в Петербурге в декабре 2003.. Продвижение в решении задач, которые поставлены в статье, безусловно, обеспечит общий успех в познании геологической истории, в геологическом картографировании региона.

Сидоров А.А., Ващилов Ю.Я., Волков А.В., Белый В.Ф. Глубинное строение Кайемравеемского рудного района Чукотки и особенности формирования золото-серебряного эпитептермального оруденения // Доклады АН. 2008. Т. 421. № 1. С. 80–85. Белый В.Ф., Сидоров А.А., Волков А.В., Ващилов Ю.Я. Структура и развитие Кайемравеемского вулканического поля (новый рудный район Чукотки) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 10–18. Эти две статьи из цикла, начатого еще в 2007 г., посвящены анализу геологического положения и палеовулканологической обстановки формирования недавно разведанного крупного Au-Ag месторождения Купол, связи его происхождения с историей вулканизма. В коллективе авторов В.Ф. Белый обеспечил геологическую и палеовулканологическую сторону исследования, результаты которого активно используются при продолжающемся изучении рудного поля и будут важны при постановке дальнейших поисков подобных месторождений.

Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Au-Ag-эпитептермальное оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока России // Золото северного обрамления Пацифика: Международный горно-геологический форум.

Тезисы докладов Всеколымской горно-геологической конференции, посвященной 80-летию Первой Колымской экспедиции Ю.А. Билибина (Магадан, 10–14 сентября 2008 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 31–33. И в этих обобщающих тезисах металлогенической направленности В.Ф. Белый ведет общегеологическую линию в коллективе своих соавторов.

Он уже не увидит сам принятую к изданию в 2009 г. статью о Нявленгинской – тоже рудоносной – вулканоплутонической структуре ОЧВП, только что законченную статью об импактных вулканических стеклах с оз. Эльгыгытгын. За 2–3 дня до кончины он еще вносил исправления в рукопись воспоминаний о работе певекских геологов, об исследованиях Анадырского плоскогорья. Все, что он сделал в науке, еще долго будет способствовать ее дальнейшему прогрессу.

Редколлегия, друзья и коллеги



Последняя встреча с магаданскими друзьями (Василий Феофанович – в центре, слева – д.г.-м.н. проф. А.Д. Чехов, справа – чл.-корр. РАН А.А. Сидоров).