

УДК 550.34

## МЕХАНИЗМ ГЛУБОКОГО ОХОТОМОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24.05.2013 ПО СТАТИЧЕСКИМ СМЕЩЕНИЯМ И ШИРОКОПОЛОСНЫМ СЕЙСМОГРАММАМ

© 2015 г. И. Р. Абубакиров, В. М. Павлов, Н. Н. Титков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН  
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,  
e-mail: air@emsd.ru

Поступила в редакцию 21.07.2014 г.

Для очага глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013,  $M_w$  8.3, рассчитан тензор сейсмического момента (ТСМ) по двум видам региональных данных: 1) косейсмическим скачкам смещений на пунктах наблюдений GNSS; 2) трехкомпонентным широкополосным сейсмограммам (в этом случае одновременно с ТСМ оценивались глубина эквивалентного точечного источника и его длительность). Расчеты проводились независимо по каждому из двух типов данных. В первом случае ТСМ рассчитывался с использованием модельных статических смещений от элементарных диполей, вычисленных для сферической модели Земли ak135. Во втором случае использовались синтетические широкополосные сейсмограммы, рассчитанные для модели слоисто-однородного упругого изотропного полупространства. В обоих вариантах инверсии использовались оригинальные методики расчета модельных данных. Полученные по двум наборам данных определения ТСМ согласуются друг с другом и с определениями из других источников.

DOI: 10.7868/S0203030615040021

### ВВЕДЕНИЕ

Глубокое (~600 км) Охотоморское землетрясение ( $M_w = 8.3$ ) произошло 24 мая 2013 г. в акватории Охотского моря вблизи западного побережья полуострова Камчатка (рис. 1, табл. 1). Это самое сильное в мире глубокое землетрясение за инструментальный период наблюдений. Оно сопровождалось серией афтершоков, что нетипично для глубоких событий, и вызвало глобальный макросейсмический эффект [Чебров и др., 2013].

Землетрясение проявилось на дальневосточных пунктах наблюдений Глобальных навигационных спутниковых систем (GNSS) в виде косейсмических скачков смещений, что позволило поставить задачу об оценке механизма очага по этим

данным [Шестаков и др., 2014]. В работе [Шестаков и др., 2014] задача решается для дислокационной модели очага. Другие параметры, относящиеся к протяженному очагу – скорость вспарывания, длительность процесса вспарывания, размер очага – были определены по сейсмологическим данным в работе [Ye et al., 2013].

В данной статье рассматривается задача определения механизма очага в общей постановке (см. также [Павлов, Абубакиров, 2012]). А именно, рассчитывается симметричный тензор сейсмического момента (в наиболее общем варианте вычисляются все шесть компонент тензора), а затем оценивается ближайший двойной диполь без момента (собственно механизм) и значение скалярного сейсмического момента. Расчеты прово-

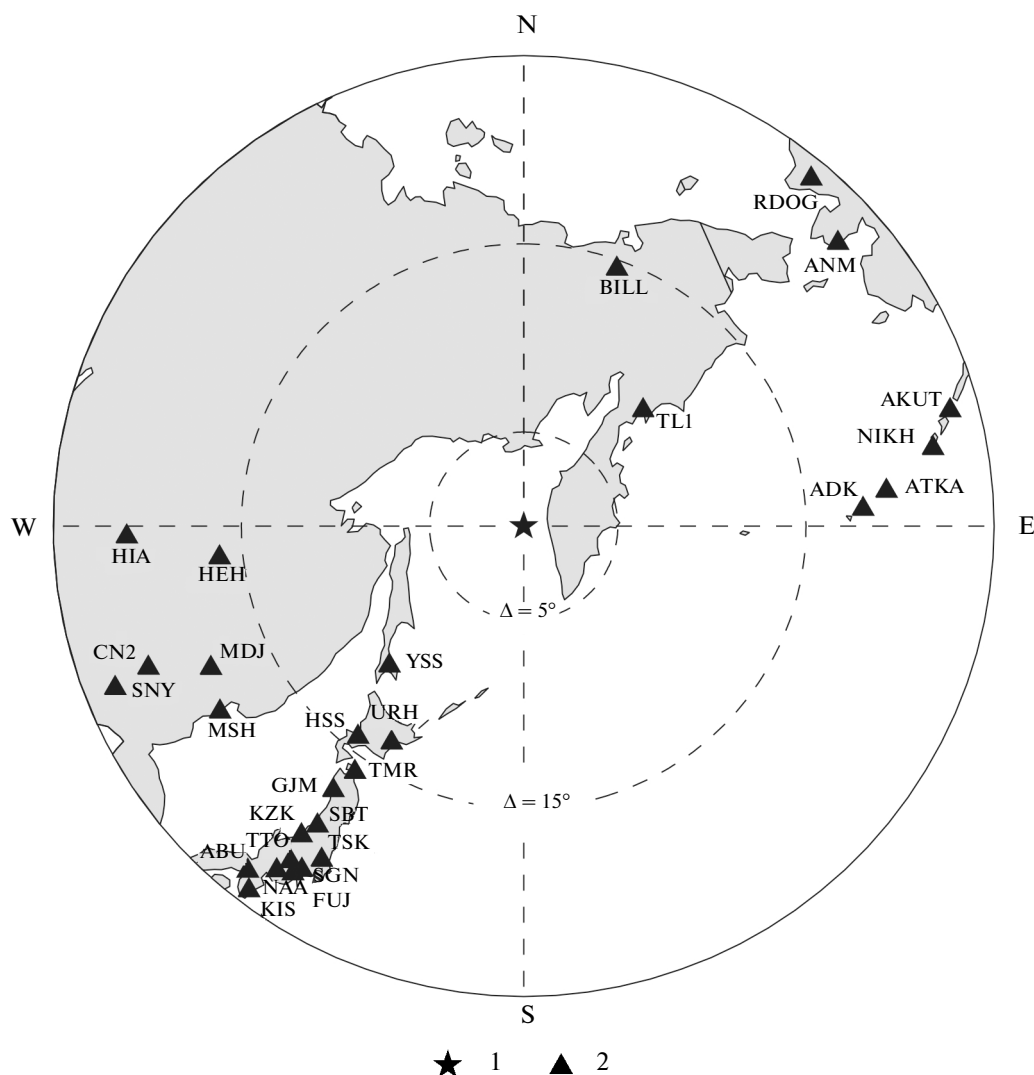
**Таблица 1.** Базовые параметры очага Охотоморского землетрясения 24.05.2013 по различным определениям

Каталог	Дата/Время дд.мм.гггг/чч:мм:сс	Положение гипоцентра			Энергетический класс $K_S$	Магнитуда $M_w$
		широта $\varphi$ (°)	долгота $\lambda$ (°)	глубина $h$ (км)		
USGS <sup>1)</sup>	24.05.2013/05:44:48	54.89	153.22	598.1	–	8.3
GCMТ <sup>2)</sup>	24.05.2013/05:45:08	54.61	153.77	611.0	–	8.3
EMSD <sup>3)</sup>	24.05.2013/05:44:47	54.76	153.79	629.8	17.0	–

<sup>1)</sup> <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

<sup>2)</sup> <http://www.globalcmt.org/CMТsearch.html> Даны координаты центроида.

<sup>3)</sup> <http://data.emsd.ru>



**Рис. 1.** Положение инструментального эпицентра USGS (табл. 1) Охотоморского землетрясения 24.05.2013 (1) и использованных сейсмических станций (2).

дятся с использованием либо статических смещений (косейсмических скачков на временных рядах пунктов GNSS), либо широкополосных записей на региональных сейсмических станциях с эпицентрными расстояниями до  $25^\circ$ . Компоненты ТСМ рассчитываются методом наименьших квадратов (МНК), обеспечивающим минимизацию функционала невязки между реальными и модельными данными. Для реализации этого метода необходимы модельные функции влияния компонент ТСМ – синтетические смещения (статические смещения, сейсмограммы), возбуждаемые единичными компонентами ТСМ. В статическом случае функции влияния рассчитываются в слоистом шаре с помощью компьютерной программы, созданной на основе оригинального алгоритма, разработанного одним из авторов (В.М. Павловым). В динамическом случае функции влияния рассчитываются в слоистом полупро-

странстве с использованием методики, описанной в работе [Павлов, 2013].

Значения как основных параметров очага, к которым относятся компоненты ТСМ, так и производных от них величин – скалярного сейсмического момента, углов и осей механизма и др., сопровождаются оценками точности. Для компонент ТСМ – это МНК-оценки среднеквадратических уклонений, а для производных величин – среднеквадратические уклонения, полученные методом Монте-Карло.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

**Данные сети GNSS наблюдений.** Интерпретация перемещений выполнена по данным Камчатской региональной сети постоянных GNSS наблюдений Камчатского филиала Геофизической службы (КФ ГС) РАН и сетей институтов Дальне-

восточного отделения РАН [Шестаков и др., 2014]. Камчатская региональная сеть была запущена в конце 1997 года. Она создавалась для изучения деформационного состояния Камчатского полуострова и Командорских островов, для определения кинематических параметров движения тектонических плит и блоков, регистрации деформационных проявлений сейсмической и вулканической активности. Сеть охватывает всю территорию Камчатского края. В районах г. Петропавловска-Камчатского и Ключевской группы вулканов сеть сгущена, образуя локальные геодинамические полигоны. В настоящий момент в составе сети работают 27 станций КФ ГС РАН и две станции сторонних организаций. Из них 22 станции подключены к системе оперативного сбора данных, 6 станций передают поток наблюдений в реальном времени, 19 станций ведут регистрацию в режиме односекундных наблюдений. Регистрация, передача данных в центр сбора данных и их подготовка для постобработки выполняются в автоматическом режиме. Постобработка наблюдений осуществляется пакетом GAMIT/GLOBK [Herring et al., 2010a, 2010b]. Штатный режим обработки — статика в режиме “BASELINE”.

Косейсмические смещения определялись по результатам итеративной обработки 40-суточной серии наблюдений. Применялась методика обработки, направленная на максимально возможное снижение дисперсии временных рядов координат пунктов. Имея “ровный” ряд, можно оценить косейсмические смещения по одному—двум отчетам до и после события, снижая искажения от постсейсмической деформации на результаты инверсии. Уменьшение дисперсии ряда достигается уточнением начальных координат отчетной основы (ОО) и стабилизацией положения сети в пространстве.

Пакету GAMIT для надежного разрешения неоднозначности целого числа циклов сигнала необходимо хотя бы один пункт с текущими координатами, отличающимися не более чем на 5–10 см от начальных. Отсчетная основа, используемая для обработки многолетних наблюдений, не всегда отвечает этому требованию. На небольшом промежутке времени в 20–30 дней можно существенно приблизить координаты ОО к наблюдаемым. Это позволяет снизить на два порядка допуски на возможные смещения, и, как следствие, уменьшить формальные ошибки алгоритмов обработки и дисперсию ряда. Землетрясение вызвало косейсмические подвижки на большинстве дальневосточных пунктов. Следовательно, использование данных только с дальневосточных сетей дало бы смещенную оценку координат после землетрясения. Поэтому для стабилизации положения региональных пунктов в пространстве выполнена их привязка к опорным пунктам глобальной сети IGS (International GNSS Service).

Полученные решения в виде ковариационных матриц и координат пунктов объединялись по об-

щим пунктам с решениями для глобальной сети IGS и совместно уравнивались. По результатам совместной обработки формировалась уточненная отчетная основа, определялся постоянный для всего обрабатываемого промежутка времени набор опорных пунктов и исключались наблюдения с грубыми ошибками. Выполнялась повторная обработка с уточненной отчетной основой и с пониженными допусками. Невязки контрольного уравнивания сетей после повторной обработки составили порядка миллиметра, а число опорных пунктов — 207.

Величины косейсмических смещений определялись как разность одного отчета после и до события и как разность в момент землетрясения ординат концов прямых линейной регрессии, определенных по 14 отчетам (рис. 2, табл. 2). Найденные таким способом векторы косейсмических горизонтальных смещений показаны на рис. 3. Поскольку для данного землетрясения явных постсейсмических перемещений не наблюдается, то косейсмические смещения в плане при нахождении по одному отчету и по трендам за 14 дней мало отличаются. Значительны различия в вертикальных смещениях. Это объясняется худшей в 3–4 раза точностью определения вертикальных координат по GNSS измерениям.

Данные сейсмических наблюдений. Для инверсии в TCM использованы широкополосные сейсмограммы в региональном диапазоне эпицентральных расстояний  $8^{\circ}$ – $25^{\circ}$ . Верхняя граница этого диапазона выбрана так, чтобы обеспечить применимость плоскостной модели среды, в рамках которой производится инверсия, а нижняя — чтобы обеспечить условие дальней зоны, поскольку расчеты базируются на модели точечного источника. Отметим, что условие дальней зоны соблюдается и для станций с эпицентральными расстояниями менее  $8^{\circ}$ . Однако, включение сейсмограмм этих станций в обработку приводит к численной неустойчивости решения, которая проявляется в том, что зависимость функционала невязки от глубины приобретает осциллирующий характер. Причину такой неустойчивости прояснить не удалось.

К обработке привлекались материалы регистрации четырех сейсмических сетей: глобальной сейсмической сети GSN; японской сети F-net; региональной сети Аляски (Alaska Regional Network) и Китайской национальной сейсмической сети (China National Seismic Network). Кроме того, использовались записи опорных станций Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России и Центра предупреждения о цунами Западного побережья США и Аляски (West Coast & Alaska Tsunami Warning Center).

Сейсмограммы в формате SEED получены из трех основных источников — мирового центра данных IRIS DMC, Национального исследовательско-

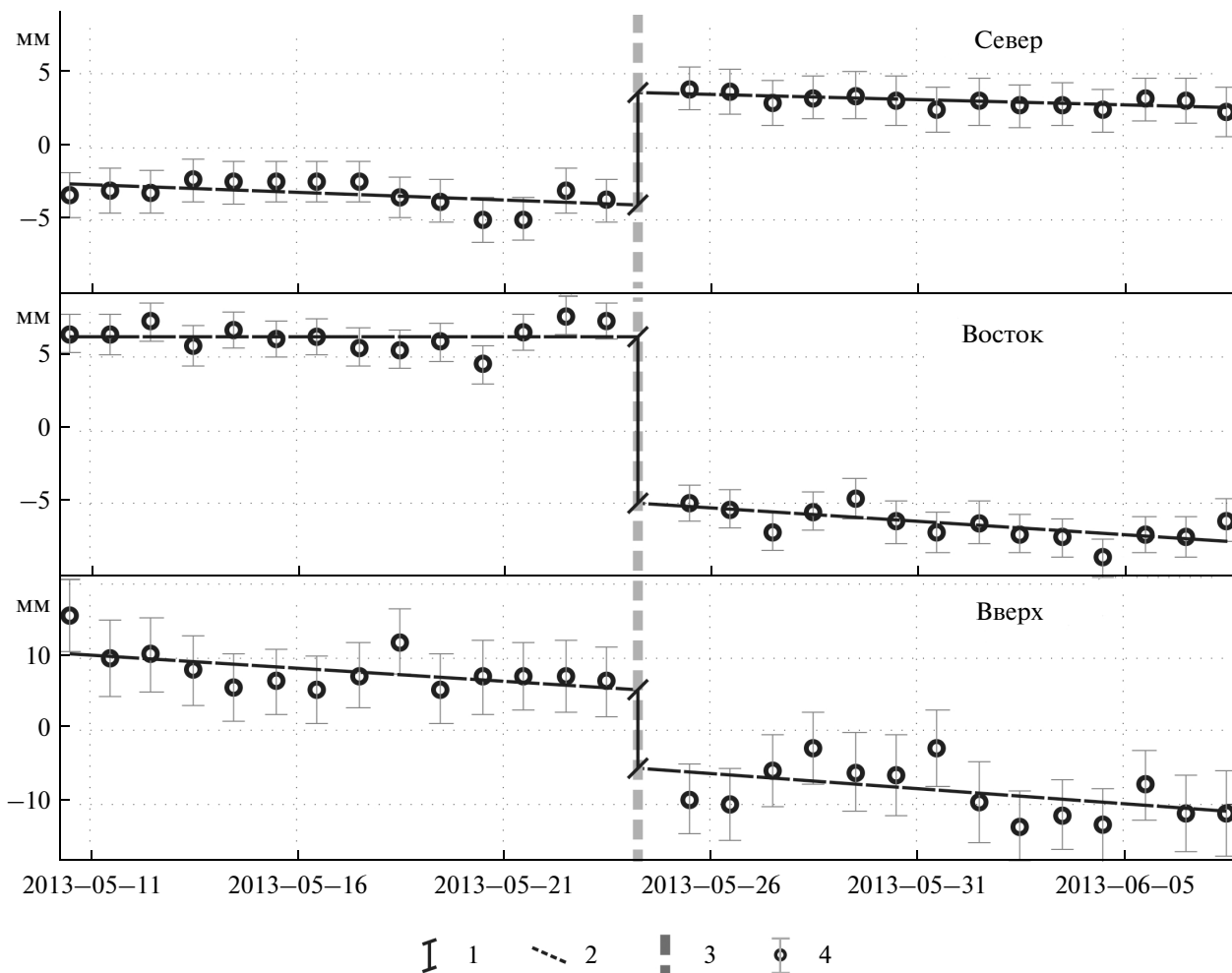


Рис. 2. Временная серия GNSS станции PETS с 11.05.2013 по 05.06.2013

1 – косейсмический скачок; 2 – аппроксимирующие прямые; 3 – момент землетрясения 24.05.2013,  $M_w = 8.3$ ; 4 – отсчет и его стандартная ошибка.

го института наук о Земле и предотвращения стихийных бедствий (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Цукуба, Япония) и цифрового архива Камчатского филиала Геофизической службы РАН.

Для инверсии в ТСМ привлекались записи станций с низкочастотным изломом передаточной функции по скорости на частотах не более 8.33 мГц (период не менее 120 с). Это позволяет восстановить длиннопериодные истинные смещения грунта с высоким отношением сигнал/шум.

Подготовка исходных сейсмограмм к инверсии включает: перекодировку из формата SEED в формат ASCII с помощью программы DIMAS [Дрознин, Дрознина, 2010]; снятие времен вступления  $P$ -волны; деконволюцию (восстановление истинных смещений грунта); определение эпицентрального расстояния, прямого и обратного азимутов; расчет радиальной и трансверсальной компонент; полосовую фильтрацию. Кроме того, определяется временной интервал, который ис-

пользуется для решения задачи. Деконволюция производится во временной области [Kanamori, Rivera, 2008]. Для полосовой фильтрации применяется однопроходный фильтр Баттерворта 4 порядка; полоса пропускания фильтра – 125–250 с. При необходимости проводится децимация с тем, чтобы привести в соответствие частоты дискретизации  $f_s$  реальных и синтетических сейсмограмм. В данной работе принято  $f_s = 1 \text{ с}^{-1}$ . Для инверсии в ТСМ использовано два варианта временного окна: 1)  $[t_p, t_p + 900 \text{ с}]$ ; 2)  $[t_p, t_s]$ , где  $t_p, t_s$  – времена вступления  $P$ - и  $S$ -волн соответственно. Первый из этих вариантов, при котором в обработку включаются как группы объемных, так и поверхностных волн, использован для инверсии ТСМ, удовлетворяющего условию нулевого следа (вариант ED35, табл. 4). Второй вариант (ED36) использован для инверсии с расчетом полного тензора (с ненулевым следом). Здесь объемные поперечные и поверхностные волны исключаются из обработки, что

**Таблица 2.** Исходные данные: координаты станций сети GNSS, скачки смещений, ошибки

Код	Широта (°)	Долгота (°)	H, м	U <sub>N</sub> , мм	U <sub>E</sub> , мм	U <sub>Z</sub> , мм	σ <sub>N</sub> , мм	σ <sub>E</sub> , мм	σ <sub>Z</sub> , мм
APCH	52.93	157.13	141.7	7.7	-10.6	-18.5	4.3	3.6	14.6
BRNG	55.19	165.98	28.5	1.8	-8.3	-1.8	2.8	2.5	8.6
BZ07	55.95	160.34	1497.3	-1.3	-11.6	-11.6	3.2	2.8	8.6
CHMN	51.14	133.04	499.5	0.1	-5.5	0.2	6.1	5.8	19.2
GEO0	48.47	135.05	98.9	-1.9	-0.9	1.0	5.3	5.0	15.6
KLUC	56.32	160.86	66.8	-2.2	-10.5	-8.8	3.4	2.9	9.2
KMS1	62.47	166.21	55.0	-1.4	-0.4	3.1	3.8	4.3	10.8
KMSH	52.83	158.13	128.4	9.1	-10.6	-18.0	3.5	3.1	12.2
KOZS	56.06	159.87	67.6	-1.9	-13.2	-19.3	4.5	3.8	15.5
MAG0	59.58	150.77	361.8	1.6	-4.3	-0.1	4.0	3.4	9.5
MAL1	53.33	157.54	295.4	9.0	-9.6	-21.2	4.3	3.4	16.3
MIL1	54.68	158.58	191.1	2.0	-12.1	-22.2	4.6	3.9	15.9
MYAK	52.89	158.71	145.9	6.0	-9.8	-18.7	3.8	3.3	12.0
OKHB	53.60	142.95	47.4	0.9	-8.7	6.9	4.6	6.0	13.2
OKHT	59.41	143.07	29.9	5.2	-8.3	-3.3	4.6	5.9	12.8
PAUJ	51.47	156.82	131.3	9.4	-6.3	-19.5	3.7	3.2	10.4
PETR	53.07	158.61	210.8	7.2	-12.1	-17.9	4.7	4.1	13.0
PETS	53.02	158.65	102.0	7.6	-12.4	-15.9	2.9	2.5	9.5
RADZ	53.07	158.99	41.4	6.2	-12.7	-17.9	3.6	3.4	9.6
TIGS	57.76	158.67	145.7	-3.2	-6.2	-10.3	3.8	3.1	21.5
TILI	60.45	166.15	34.7	-2.3	-0.3	3.6	3.7	4.3	9.5
UGLG	49.08	142.06	49.8	-1.3	-3.9	0.7	3.6	3.5	10.5
UKAM	56.26	162.59	32.4	-1.6	-9.2	-9.0	4.3	3.7	12.1
VANB	49.09	140.25	113.5	-0.3	-2.6	5.7	4.2	4.0	11.3
VODO	51.81	158.08	49.7	9.4	-7.2	-14.4	3.4	2.9	12.6
YSSK	47.03	142.72	91.3	-1.1	-0.5	2.0	2.8	2.8	8.3
ZUPN	54.08	159.99	48.8	4.3	-12.8	-15.6	3.1	2.7	8.4
_ES1	55.93	158.70	518.5	-1.7	-10.5	-14.4	4.1	3.3	14.3
_KBG	56.26	162.71	32.4	-1.2	-9.1	-5.0	3.4	3.0	9.1

Примечание. H – превышение над референц-эллипсоидом WGS84. U<sub>N</sub>, U<sub>E</sub>, U<sub>Z</sub> – скачки смещений (по трендам за 14 дней), компоненты SN, EW, Z соответственно; σ<sub>N</sub>, σ<sub>E</sub>, σ<sub>Z</sub> – ошибки измерения (среднеквадратические отклонения).

позволяет более корректно оценить шаровую часть TCM [Kawakatsu, 1996].

### ИНВЕРСИЯ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ В TCM: ТЕОРИЯ

Для инверсии TCM нужны: 1) наблюдательные данные; 2) модель очага; 3) представление модельных данных через параметры модельного очага; 4) модель среды, в рамках которой синтезируются модельные данные. Инверсия заключается в определении значений параметров очага из условия наилучшего согласия между наблюдательными и модельными данными. В данной работе использована декартова система координат с центром в эпицентре землетрясения и осями x, y,

z, направленными на восток, север и вверх соответственно.

**Модель очага.** В качестве модели очага принят точечный диполь общего вида с симметричным тензором сейсмического момента  $\mathbf{M} = (M_{ij})$ ;  $i, j = 1, 2, 3$ ;  $M_{ij} = M_{ji}$  (нумерация: 1 – x, 2 – y, 3 – z). В нем содержится информация о скалярном сейсмическом моменте  $M_0$  и о механизме очага. Для того чтобы извлечь эту информацию,  $\mathbf{M}$  приводится к главным осям:

$$\mathbf{M} = E_1 \mathbf{e}_P \mathbf{e}_P^T + E_2 \mathbf{e}_N \mathbf{e}_N^T + E_3 \mathbf{e}_T \mathbf{e}_T^T, \quad (1)$$

где  $\mathbf{e}_P$ ,  $\mathbf{e}_N$ ,  $\mathbf{e}_T$  – главные оси – единичные векторы-столбцы; верхний значок “T” обозначает операцию транспонирования;  $E_1, E_2, E_3$  – главные

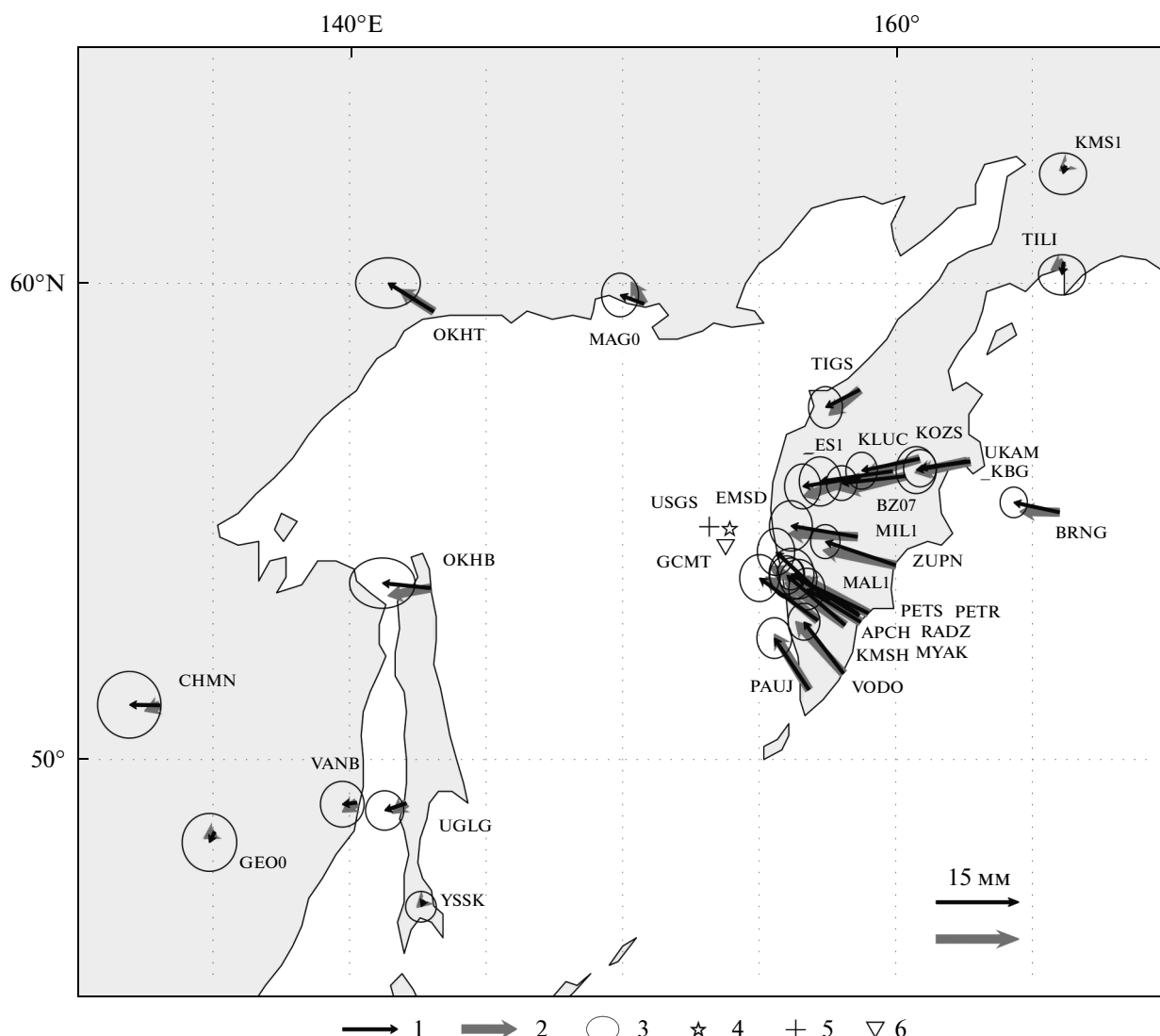


Рис. 3. Горизонтальные компоненты наблюдаемых и модельных скачков смещений для варианта ES\_1. 1 – наблюдаемые скачки смещений (векторы, касательные к земному шару); 2 – расчетные скачки; 3 – эллипсы ошибок; 4 – эпицентр КФ ГС (EMSD); 5 – эпицентр USGS; 6 – эпицентр GCMT.

значения, упорядоченные по возрастанию:  $E_1 \leq E_2 \leq E_3$ .

После этого вычисляется  $M_0$ :

$$M_0 = (E_3 - E_1)/2. \quad (2)$$

По скалярному сейсмическому моменту рассчитывается моментная магнитуда  $M_w$  [Kanamori, 1977]:

$$M_w = (2/3)(\lg M_0[\text{Н м}] - 9.1) \quad (3)$$

и конструируется тензор ближайшего двойного диполя без момента  $\mathbf{M}_{\text{DC}}$ :

$$\mathbf{M}_{\text{DC}} = M_0(\mathbf{e}_T \mathbf{e}_T^T - \mathbf{e}_P \mathbf{e}_P^T), \quad (4)$$

который определяет механизм очага.

Далее представим тензор  $\mathbf{M}$  в виде суммы шарового тензора  $\mathbf{M}_{\text{iso}}$  и девиатора  $\mathbf{M}_{\text{dev}}$ . Главные значения  $\mathbf{M}_{\text{iso}}$  совпадают и численно равны величине

$$\xi = (E_1 + E_2 + E_3)/3, \quad (5)$$

которую будем называть шаровой частью тензора  $\mathbf{M}$ . Вычитая эту величину из главных значений  $E_1, E_2, E_3$ , получаем главные значения девиатора.

Отклонение девиатора от двойного диполя будем характеризовать безразмерным параметром  $\eta$ :

$$\eta = (2E_2 - E_1 - E_3)/(E_3 - E_1), \quad (6)$$

который является аналогом коэффициента Лоде-Надаи в теории упругости. Этот параметр изменяется в диапазоне значений от  $-1$  до  $1$  и по модулю равен одноименному параметру, введенному в работе [Павлов, Абубакиров, 2012]. Величина  $\eta = 0$

**Таблица 3.** Значения параметров слоисто-однородной среды<sup>1)</sup>

Глубина	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Скорость P-волн, км/с	Скорость S-волн, км/с	Добротность Q <sub>P</sub>	Добротность кровли Q <sub>S</sub>
0.0	2.720	5.800	3.460	310.0	150.0
20.0	2.920	6.500	3.850	814.0	400.0
35.0	3.333	8.043	4.485	783.0	343.0
77.5	3.358	8.048	4.495	555.0	240.0
120.0	3.399	8.112	4.505	117.0	76.3
165.0	3.348	8.237	4.514	122.0	77.9
210.0	3.345	8.391	4.563	213.0	135.0
260.0	3.389	8.573	4.653	218.0	138.0
310.0	3.434	8.755	4.739	224.0	141.0
360.0	3.482	8.938	4.826	231.0	145.0
410.0	3.930	9.443	5.133	259.0	164.0
460.0	3.925	9.611	5.239	261.0	166.0
510.0	3.923	9.779	5.345	263.0	168.0
560.0	3.921	9.947	5.451	265.0	170.0
610.0	3.920	10.115	5.557	267.0	172.0
660.0	4.269	10.856	6.025	837.0	546.0
710.0	4.328	10.988	6.149	818.0	541.0

Примечание. <sup>1)</sup> Плотность и скорости – средние значения усеченного разреза ak135 [Kennett, 1995]; значения добротности приняты по: [http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc\\_cps/TUTORIAL/GEOMSPREAD/tak135sph.mod](http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/TUTORIAL/GEOMSPREAD/tak135sph.mod)

для двойного диполя без момента (т.е. при  $E_2 = 0$ ,  $E_3 = -E_1$ ), и принимает крайние значения  $-1$  и  $1$  при  $E_2 = E_1$  и  $E_2 = E_3$  соответственно.

В динамическом случае, наряду с ТСМ, источник характеризуется своей временной функцией, которая имеет смысл скорости подвижки. Длительность временной функции источника (ВФИ) определяется в процессе инверсии подбором. В данной работе форма ВФИ принята в виде симметричного треугольника с единичной площадью.

С целью стабилизации инверсии на ТСМ часто накладывалось условие нулевого следа ( $\xi = 0$ ) и оценивается непосредственно девиатор ( $\mathbf{M} = \mathbf{M}_{\text{dev}}$ ). Формулы (1)–(6) в этом случае остаются применимыми.

В данной работе проводится несколько вариантов расчета, в половине из которых след ТСМ полагается равным нулю, а в другой половине оценивается полный тензор.

Представление модельных данных через параметры точечного источника. Динамическая компонента смещения  $u_n(\mathbf{x}, t)$  от источника с тензором  $\mathbf{M} = (M_{ij})$  может быть представлена в виде:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{ij} f(t) * U_n^{ij}(\mathbf{x}, t), \quad (7)$$

где  $f$  – ВФИ,  $U_n^{ij}(\mathbf{x}, t)$  –  $n$ -ая компонента смещения, вызванная источником с  $M_{ij} = 1$  Н м и временной функцией в виде единичной ступеньки.

Функции  $U_n^{ij}(\mathbf{x}, t)$  будем называть функциями влияния компонент ТСМ на сейсмограмму.

В статическом случае справедливо представление, аналогичное (7), которое получается при  $t \rightarrow \infty$  (при этом  $f(t)$  выпадает).

Модель среды. В качестве модели среды выбрана модель ak135 [Kennett et al., 1995], ограниченная глубиной 710 км, ниже которой среда принята однородной (табл. 3). В динамическом случае использована модель слоисто-однородного полупространства, а при расчетах статических смещений – модель слоисто-однородного шара.

Система уравнений для неизвестных компонент ТСМ. Уравнения, образующие систему для компонент ТСМ составляются на основе формулы (7) и ее статического аналога. Полученную систему можно записать в матричном виде:

$$\mathbf{W}^{1/2} \mathbf{A} \mathbf{x} = \mathbf{W}^{1/2} \mathbf{B}, \quad (8)$$

где  $\mathbf{B}$  – вектор исходных данных;  $\mathbf{W}$  – диагональная весовая матрица;  $\mathbf{x}$  – вектор неизвестных компонент ТСМ;  $\mathbf{A}$  – матрица системы, составленная из линейных комбинаций функций влияния. В динамическом случае функции влияния фильтруются, сворачиваются с ВФИ и синхронизируются с реальными сейсмограммами по времени вступления  $P$ -волны. При фильтрации применяется тот же цифровой фильтр, что использовался при подготовке реальных сейсмограмм.

В статическом случае  $\mathbf{B}$  — это вектор-столбец, составленный из косейсмических скачков смещений на компонентах пунктов GNSS наблюдений; диагональные элементы матрицы  $\mathbf{W}$  обратно пропорциональны квадрату ошибок скачков. При расчете функций влияния, из которых формируется матрица  $\mathbf{A}$ , использовались координаты и глубина центроида из каталога GCMT (см. табл. 1). Непосредственный расчет этих функций производился по программе, написанной одним из авторов (В.М. Павловым), и реализующей оригинальный алгоритм. В алгоритме использован подход Поллитца [Pollitz, 1996], но радиальные функции рассчитываются полуаналитически с использованием матричного импеданса. Алгоритм расчета радиальных функций аналогичен алгоритму расчета функций глубины в слоистом полупространстве [Павлов, 2006, 2009] с заменой экспоненциальных функций глубины на степенные функции радиальной сферической переменной.

В динамике вектор исходных данных  $\mathbf{B}$  составляется из векторов-столбцов временных отсчетов отдельных компонент записи истинных смещений грунта в заданном временном интервале. Предварительно записи фильтруются. Матрица  $\mathbf{W}$  — диагональная; ее элементы, соответствующие отдельной компоненте, приняты обратно пропорциональными стандартному отклонению амплитуд этой компоненты. Матрица  $\mathbf{A}$  нелинейно зависит от трех дополнительных параметров — глубины источника, длительности ВФИ и временных сдвигов функций влияния относительно данных наблюдений. Такие сдвиги допускаются в алгоритме инверсии для компенсации возможной неадекватности скоростной модели среды с тем, чтобы достичь лучшего согласия между реальными и модельными сейсмограммами. Глубина и длительность оцениваются в ходе инверсии одновременно с TCM путем перебора, а сдвиги определяются с помощью функции взаимной корреляции [Павлов, Абубакиров, 2012]. При расчете функций влияния использованы координаты эпицентра из каталога USGS (PDE NEIC). Эти функции синтезировались с помощью библиотеки элементарных сейсмограмм — модельных смещений от единичных компонент TCM импульсного источника, рассчитанных при нулевом азимуте. Библиотека создана с помощью компьютерной программы на основе алгоритма для слоистого полупространства, опубликованного в статьях [Павлов, 2009, 2013].

Решение системы (8) находится методом наименьших квадратов путем минимизации функционала невязки

$$F(\mathbf{x}) = (\mathbf{B} - \mathbf{Ax})^T \mathbf{W} (\mathbf{B} - \mathbf{Ax}) / (\mathbf{B}^T \mathbf{W} \mathbf{B}) \times 100\%. \quad (9)$$

Это решение имеет вид [Худсон, 1970]:

$$\mathbf{x}^* = (\mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{B}, \quad (10)$$

а оценка среднеквадратического отклонения  $i$ -ой компоненты решения определяется формулой:

$$\sigma(x_i^*) = (D_{ii})^{1/2}, \quad (11)$$

где

$$\mathbf{D} = \frac{\mathbf{V}^T \mathbf{W} \mathbf{V}}{n_f} (\mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{A})^{-1}, \quad \mathbf{V} = \mathbf{B} - \mathbf{Ax}^*, \quad (12)$$

$n_f$  — число степеней свободы. Число степеней свободы вычислялось по формуле

$$n_f = N - m, \quad (13)$$

где  $m$  — число неизвестных параметров ( $m = 6$  для полного тензора;  $m = 5$  для TCM с нулевым следом), а способ расчета  $N$  зависит от типа исходных данных. В статическом случае  $N$  равно длине вектора  $\mathbf{B}$ , а в динамическом вычисляется по формуле [Kawakatsu, 1996]:

$$N = \sum_{i=1}^K N_i, \quad (14)$$

где  $K$  — число использованных компонент,  $N_i$  — удвоенное число отсчетов спектра сигнала  $i$ -ой компоненты, попадающих в полосу пропускания фильтра, использованного при фильтрации сейсмограмм.

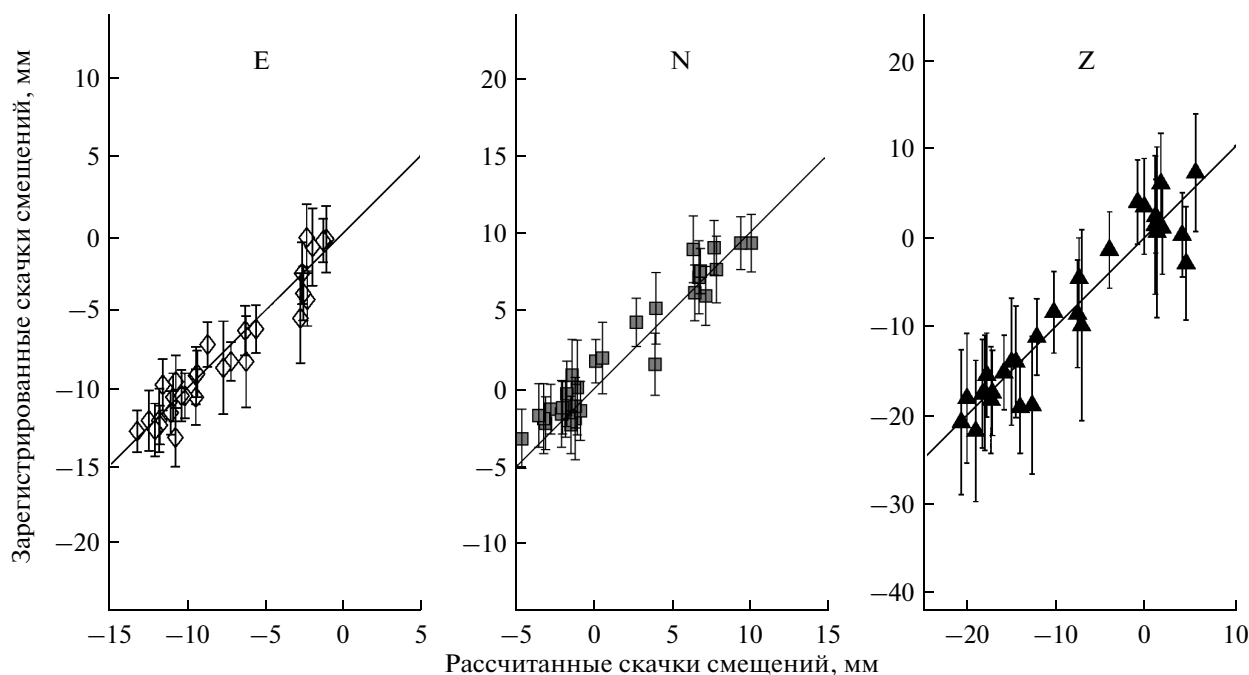
## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Варианты расчетов описаны в табл. 4. Кроме типа исходных данных (статика или динамика) они различаются по числу использованных компонент и/или числу неизвестных компонент TCM. В статике используются либо 2 горизонтальные компоненты, либо все 3, включая вертикальную компоненту. В динамике в обоих вариантах используются 3 компоненты — радиальная, трансверсальная и вертикальная. Число неизвестных компонент TCM равно 6 для полного тензора и 5 — для TCM с нулевым следом. Кроме того, в статике различаются способы оценки косейсмического скачка: по двум отсчетам, примыкающим к моменту землетрясения на временном ряде или с использованием линейного тренда за две недели перед землетрясением и за такой же интервал после землетрясения. В динамическом случае варианты ED35 и ED36 кроме числа неизвестных различаются еще и тем, что для инверсии использованы разные временные окна (см. табл. 4).

Результаты сравниваются с результатами трех вариантов определений тензора сейсмического момента, приведенными на сайте Геологической службы США (USGS, <http://earthquake.usgs.gov>). Все эти варианты используют условие нулевого следа. В данной статье они кодируются так:

USGW — в качестве исходных данных используется W-фаза (части сейсмограммы от вступле-





**Рис. 4.** Сравнение компонент E, N, Z зарегистрированных скачков (табл. 2) со скачками, рассчитанными по варианту ES\_1 (табл. 4). Вертикальные отрезки отмечают диапазон значений с учетом ошибок. Точки на косых линиях соответствуют идеальному совпадению.

ния прямой продольной волны до вступления прямой поперечной волны) на региональных и телесеismicких расстояниях, с фильтрацией в интервале периодов 100–1000 с;

GCMT – это глобальный каталог определений тензора момента и центра (http://www.globalcmt.org). При расчетах используются широкополосные сейсмограммы при эпицентральных расстояниях от  $\sim 30^\circ$  до  $\sim 90^\circ$ . В данном случае использовались объемные волны (с периодами  $>50$  с) и поверхностные мантийные волны (с периодами  $>200$  с);

USGN – это вариант Национального информационного сейсмического центра (NEIC) Геологической службы США. При расчетах используются среднепериодные и длиннопериодные объемные и поверхностные волны.

Во всех трех случаях в расчетах используется сферическая модель Земли.

В нашем случае динамические расчеты проводятся, как отмечено выше, в слоистом полупространстве. Отсюда ограничение на эпицентральные расстояния: до  $\sim 25^\circ$ . По типу использованных данных наш вариант ED36 наиболее близок к варианту USGW, опирающемуся на W-фазу, но из-за ограничения на удаленность станций ( $<25^\circ$ ) и увеличения числа неизвестных (6 вместо 5-ти) наши результаты по этому варианту менее надежны.

Результаты расчетов приведены в табл. 5, 6 и на рис. 3–9. В табл. 5 приведены значения основных величин – компонент TCM, полученных непосредственно в результате инверсии и оценки точности по методу наименьших квадратов. Для вариантов USGW и USGN эти величины не удалось обнаружить. Также в этой таблице указаны значе-

**Таблица 4.** Кодировка вариантов счета

Условия счета	ES_1	ES14	ES35	ES25	ED35	ED36
Исходные данные	Косейсмические скачки	Косейсмические скачки	Косейсмические скачки	Косейсмические скачки	Волновые формы <sup>1)</sup>	Волновые формы <sup>2)</sup>
Способ оценки скачка	1–1 <sup>3)</sup>	14–14 <sup>4)</sup>	14–14	14–14	–	–
Число компонент	3	3	3	2 <sup>5)</sup>	3	3
Число неизвестных	6	6	5 <sup>6)</sup>	5	5	6

Примечание. <sup>1)</sup> В интервале  $[t_p, t_p + 900]$  с; <sup>2)</sup> в интервале  $[t_p, t_s]$  с; <sup>3)</sup> разность отсчетов после и до землетрясения; <sup>4)</sup> разность значений, полученных по 14-дневным трендам после и до землетрясения (см. табл 2); <sup>5)</sup> только горизонтальные компоненты; <sup>6)</sup> след TCM равен нулю.

**Таблица 5.** Значения компонент  $M_{ij}$  ТСМ, шаровой части  $\xi$  и невязки  $\varepsilon$ 

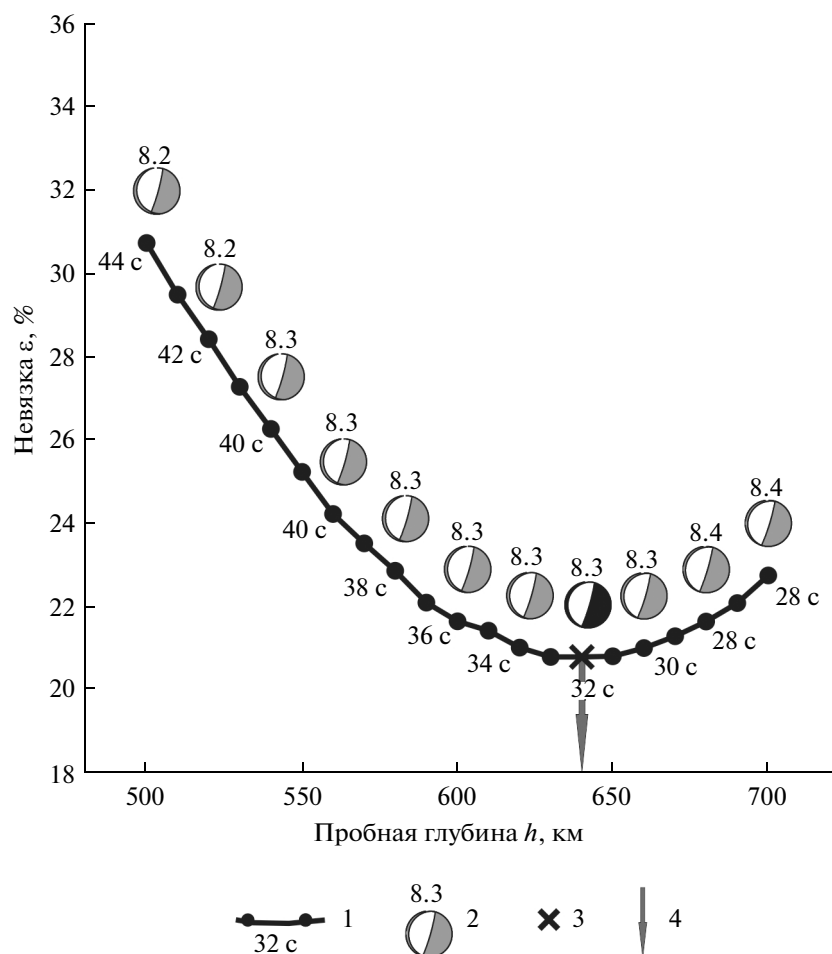
Вариант счета	$M_{11}$	$M_{12}$	$M_{13}$	$M_{22}$	$M_{23}$	$M_{33}$	$\xi$	$\varepsilon, \%$
	$10^{21}$ Нм							
GCMT <sup>1)</sup>	1.28 $\pm 0.01$	-0.16 $\pm 0.01$	-3.57 $\pm 0.01$	0.38 $\pm 0.01$	0.78 $\pm 0.01$	-1.67 $\pm 0.01$	—	—
ES_1	1.11 $\pm 0.91$	-0.52 $\pm 0.36$	-3.37 $\pm 0.24$	0.27 $\pm 1.19$	1.29 $\pm 0.19$	-2.48 $\pm 0.46$	-0.37 $\pm 0.52$	2.6
ES14	1.41 $\pm 0.96$	-0.66 $\pm 0.39$	-3.71 $\pm 0.24$	1.86 $\pm 1.34$	1.46 $\pm 0.21$	-0.85 $\pm 0.51$	0.81 $\pm 0.57$	3.7
ES35	0.57 $\pm 0.42$	-0.51 $\pm 0.36$	-3.74 $\pm 0.24$	0.62 $\pm 0.44$	1.47 $\pm 0.21$	-1.19 —	—	3.8
ES25	0.58 $\pm 0.42$	-0.59 $\pm 0.35$	-3.84 $\pm 0.24$	0.57 $\pm 0.44$	1.60 $\pm 0.22$	-1.15 —	—	2.6
ED35	0.87 $\pm 0.07$	-0.06 $\pm 0.07$	-3.77 $\pm 0.09$	0.41 $\pm 0.07$	1.13 $\pm 0.07$	-1.29 —	—	20.8
ED36	0.62 $\pm 0.20$	-0.22 $\pm 0.22$	-5.06 $\pm 0.37$	0.46 $\pm 0.28$	1.52 $\pm 0.33$	-1.24 $\pm 0.60$	-0.06 $\pm 0.23$	20.8

Примечание. <sup>1)</sup> Из каталога GCMT в полном формате (округлены).

**Таблица 6.** Главные значения ТСМ, механизм, отклонение от двойного диполя без момента  $\eta$ , скалярный сейсмический момент и моментная магнитуда Охотоморского землетрясения

Код	Главные значения, $10^{21}$ Нм			Механизм			$\eta, \%$	$M_0,$ $10^{21}$ Нм	$M_w$
				плоскости <sup>1)</sup>		угол <sup>2)</sup>			
	$E_1$	$E_2$	$E_3$	$\varphi$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda_s$ (°)			
USGW <sup>3)</sup>	-4.00	0.31	3.67	12/184	81/10	-89/-98	12	3.84	8.3
GCMT	-4.13 $\pm 0.01$	0.36 $\pm 0.01$	3.76 $\pm 0.01$	12/189 $\pm 0.1/1$	79/11 $\pm 0.1$	-89/-93 $\pm 0.2/1$	$14 \pm 0.3$	3.96 $\pm 0.01$	8.331 $\pm 0.001$
USGN <sup>4)</sup>	-4.58	0.40	4.19	15/177	81/10	-87/-107	14	4.40	8.4
ES_1	-4.65 $\pm 0.45$	0.02 $\pm 1.0$	3.52 $\pm 0.66$	22/207 $\pm 4/33$	76/14 $\pm 3/4$	-91/-84 $\pm 8/29$	$14 \pm 24$	4.09 $\pm 0.31$	8.34 $\pm 0.02$
ES14	-3.71 $\pm 0.51$	1.30 $\pm 1.07$	4.84 $\pm 0.67$	25/246 $\pm 5/33$	80/13 $\pm 4/5$	-98/-50 $\pm 9/27$	$17 \pm 22$	4.27 $\pm 0.31$	8.35 $\pm 0.02$
ES35	-4.30 $\pm 0.37$	0.25 $\pm 0.44$	4.05 $\pm 0.31$	23/238 $\pm 3/26$	83/9 $\pm 3/4$	-95/-55 $\pm 5/26$	$9 \pm 16$	4.17 $\pm 0.26$	8.35 $\pm 0.02$
ES25	-4.39 $\pm 0.36$	0.14 $\pm 0.44$	4.25 $\pm 0.32$	24/240 $\pm 3/25$	83/9 $\pm 3/4$	-95/-53 $\pm 4/25$	$5 \pm 15$	4.32 $\pm 0.26$	8.36 $\pm 0.02$
ED35	-4.29 $\pm 0.09$	0.42 $\pm 0.07$	3.87 $\pm 0.09$	16/188 $\pm 1/7$	82/8 $\pm 1/1$	-89/-98 $\pm 1/7$	$15 \pm 3$	4.08 $\pm 0.08$	8.34 $\pm 0.01$
ED36	-5.64 $\pm 0.51$	0.35 $\pm 0.29$	5.12 $\pm 0.45$	17/213 $\pm 4/22$	85/5 $\pm 2/2$	-91/-74 $\pm 2/22$	$11 \pm 8$	5.38 $\pm 0.37$	8.42 $\pm 0.02$

Примечание. <sup>1)</sup> Ориентация плоскости задается двумя углами — азимутом простирания  $\varphi$  и углом падения  $\delta$  (угол для второй плоскости дан после косой черты); <sup>2)</sup> угол подвижки  $\lambda_s$  — угол в плоскости очага между направлением простирания и вектором подвижки (отсчитывается от направления простирания против часовой стрелки); <sup>3)</sup> получены по W-фазе (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>); <sup>4)</sup> получены NEIC (там же).



**Рис. 5.** Оценки оптимальных значений глубины, длительности, моментной магнитуды и механизма очага для Охотоморского землетрясения 24.05.2013:

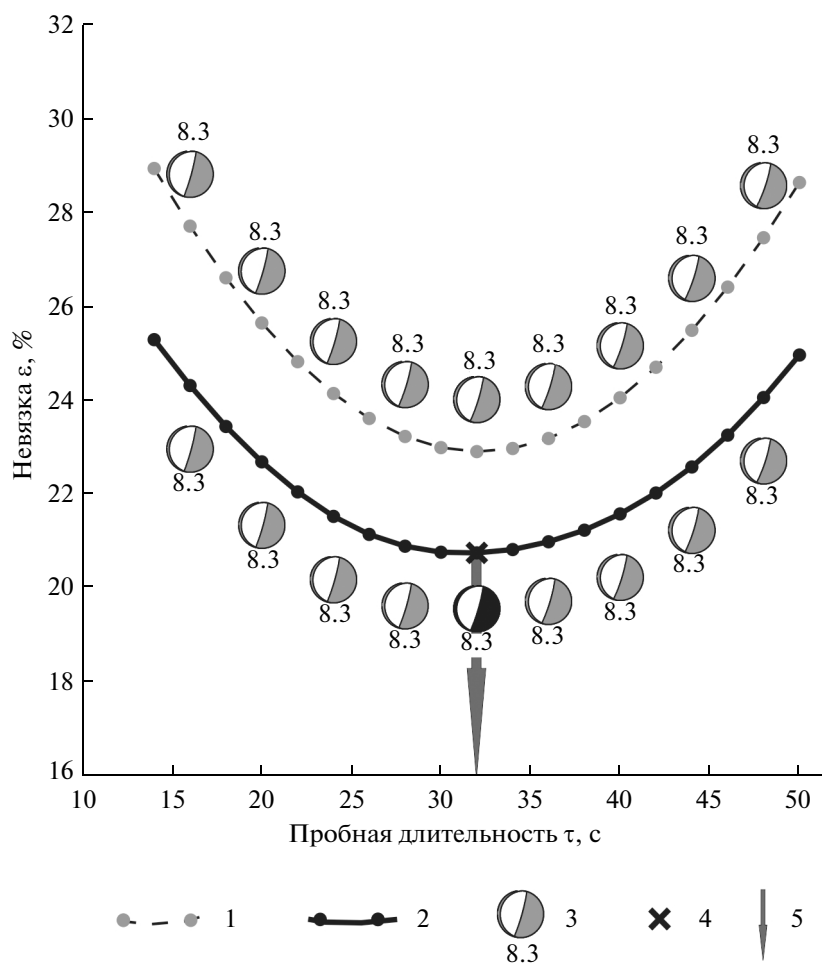
1 – зависимость остаточной среднеквадратической невязки  $\varepsilon$  от пробной глубины источника  $h$  (снизу приведена оценка длительности); 2 – механизм очага и оценка моментной магнитуды  $M_w$ ; 3 – минимум невязки; 4 – оптимальное значение глубины  $h^* = 640$  км. Диаграммы механизмов даны в стереографической проекции нижней полусферы.

ния шаровой части, если она не принималась равной нулю. В табл. 6 даны значения производных величин: главных значений ТСМ, углов механизма и скалярного сейсмического момента  $M_0$  для наилучшего двойного диполя без момента (ДДБМ), отклонение ТСМ от ДДБМ, которое выражается значением параметра  $\eta$ , а также значение моментной магнитуды  $M_w$ . Для этих величин приведены оценки точности, полученные с помощью процедуры, описанной в Приложении. Для вариантов USGW и USGN оценки точности отсутствуют, поскольку нет данных о стандартных отклонениях для компонент ТСМ.

На рис. 3 показаны горизонтальные векторы зарегистрированных и рассчитанных статических смещений (по варианту ES\_1), а на рис. 4 – графики для каждой компоненты (E, N, Z), на которых ординатой является рассчитанное, а абсциссой – зарегистрированное значение скачка смещения. Наблюдается хорошее согласие между

представленными величинами, которое численно выражено малым значением остаточной относительной невязки  $\varepsilon$ , приведенным в табл. 5.

Рисунки 5–7 иллюстрируют вариант ED35 динамического расчета. На рис. 5 показана кривая остаточной невязки в зависимости от глубины. Для каждой пробной глубины производится перебор по значениям пробной длительности временной функции источника. На рис. 6 показаны результаты такого перебора для оптимальной глубины  $h^* = 640$  км, которая отмечена на рис. 5. Для каждой пробной длительности (при фиксированной глубине) итеративно рассчитывается тензор  $\mathbf{M}$ . На первой итерации для расчета тензора используются предварительно подготовленные реальные сейсмограммы и функции влияния (ФВ), синхронизированные по вступлению  $P$ -волны. По найденному тензору  $\mathbf{M}$  и ФВ рассчитываются модельные сейсмограммы, которые сопоставляются с реальными сейсмограммами. При этом до-



**Рис. 6.** Оптимальные оценки механизма очага, длительности и моментной магнитуды для Охотоморского землетрясения 24.05.2013 при оптимальном значении глубины  $h^* = 640$  км:

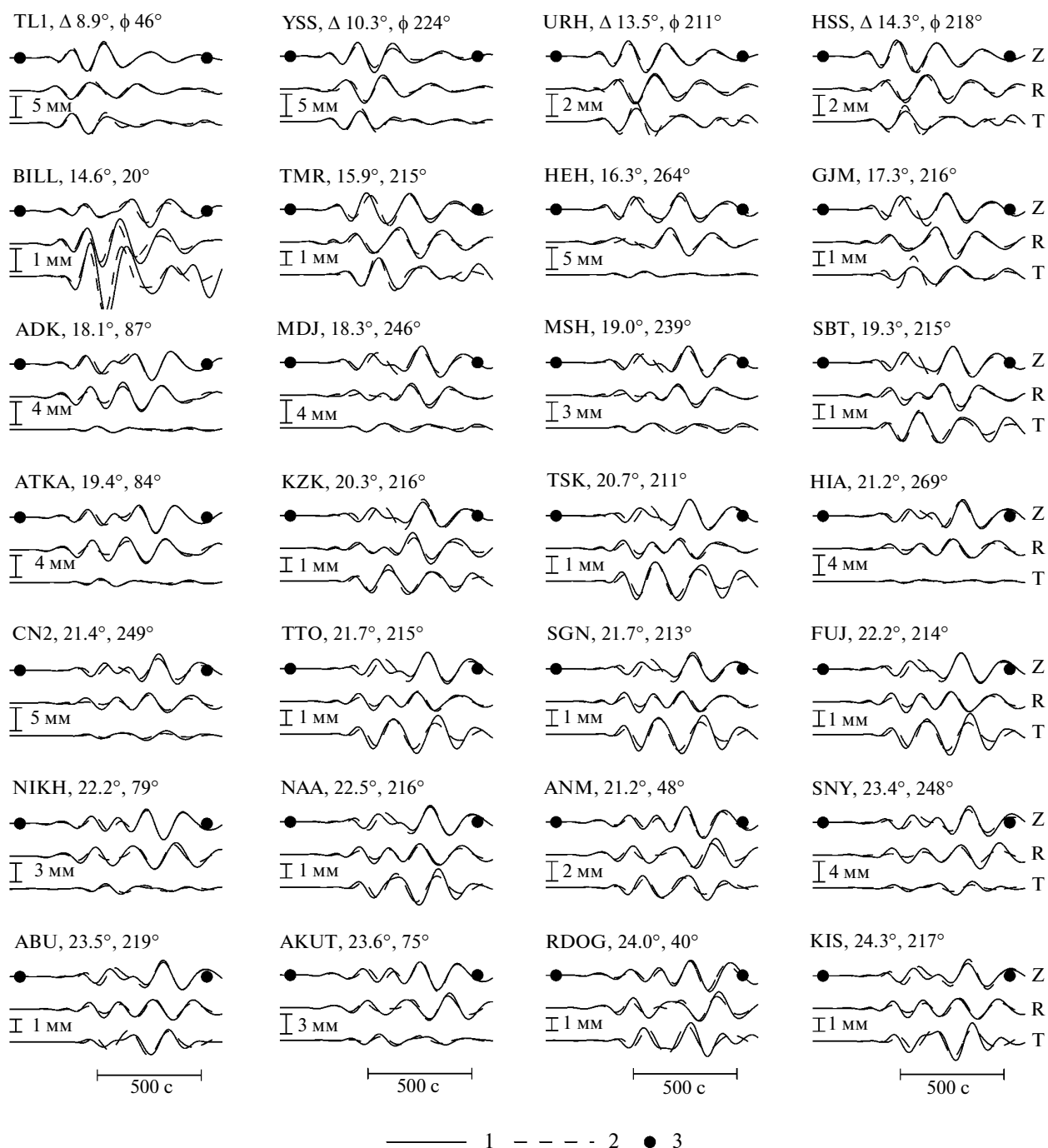
1 – зависимость остаточной среднеквадратической невязки  $\epsilon$  от пробной длительности  $\tau$  на первой итерации; 2 – то же на последней, пятой, итерации; 3 – механизм очага и оценка моментной магнитуды  $M_w$ ; 4 – минимум невязки; 5 – оптимальное значение длительности  $\tau^* = 32$  с. Диаграммы механизмов приведены в стереографической проекции нижней полусферы.

пускается сдвиг модельных сейсмограмм относительно реальных для того, чтобы получить наилучшее согласие между ними. Значение сдвига для разных станций определяется независимо. Для проведения следующей итерации функции влияния подправляются за счет полученного на предыдущей итерации значения сдвига. В данной работе величина максимального сдвига ограничена тремя секундами, а количество итераций – пятью. На рис. 6 показаны кривые невязки для первой и пятой итераций. Модельные сейсмограммы, рассчитанные для оптимальных значений ТСМ, глубины и длительности временной функции источника, приведены вместе с реальными сейсмограммами на рис. 7. Наблюдается хорошее согласие между этими сейсмограммами, учитывая геометрическую неадекватность использованной в расчетах модели среды.

Оптимальное значение длительности равно 32 с. Это значение согласуется с независимой оценкой  $\sim 30$  с из работы [Ye et al., 2013]. Из каталога GCMТ можно получить оценку длительности: 71.4 с, которая более чем вдвое превышает нашу оценку. Однако оценка GCMТ получена не на основании непосредственного расчета, а назначена по магнитуде с использованием корреляционной зависимости [Ekström et al., 2012].

Наш расчет дает также независимую оценку глубины 640 км, для которой можно получить приближенную оценку точности около  $\pm 50$  км, проведя прямую на уровне 110% от минимума на графике рис. 5. Эта оценка согласуется с другими определениями, приведенными в табл. 1.

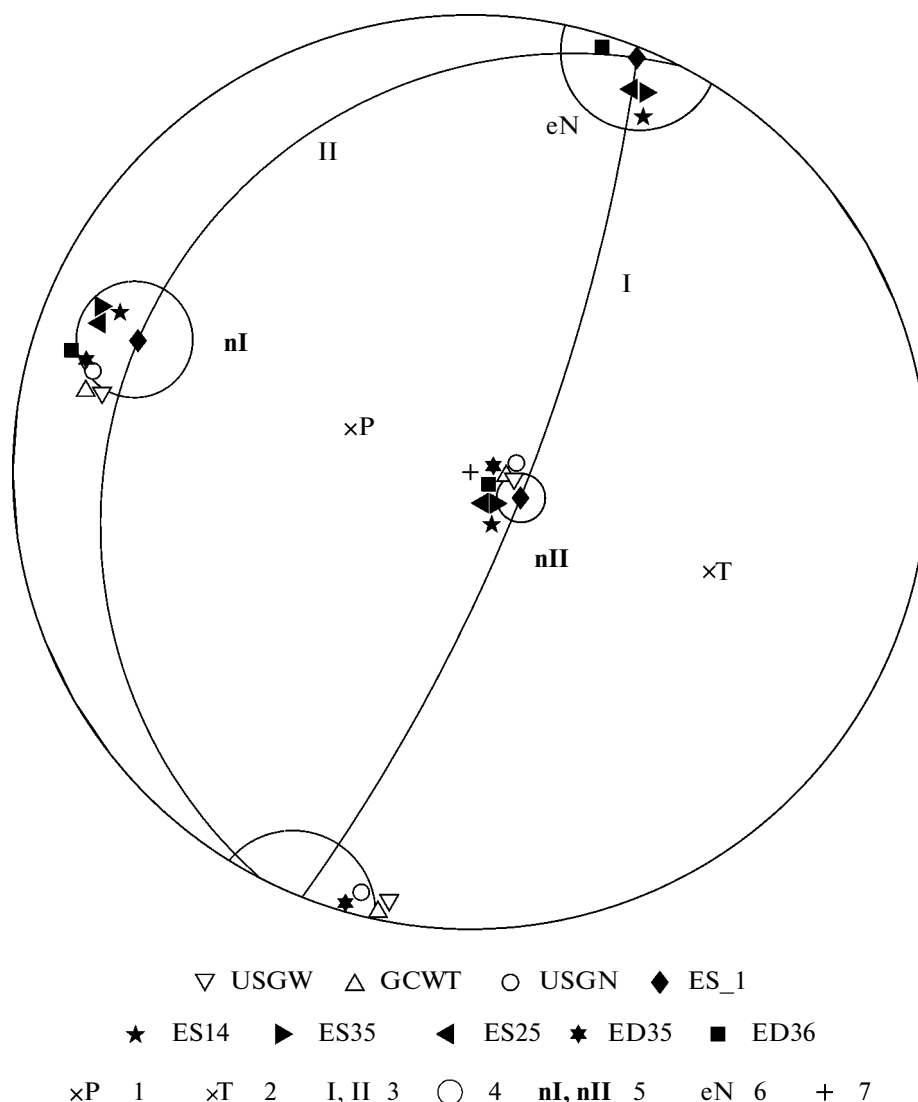
Несмотря на различия в условиях счета и использованных данных, с учетом оценок точности, результаты по разным вариантам согласуются, за



**Рис. 7.** Реальные сейсмограммы (1) и синтетические волновые формы (2), рассчитанные по оптимальным значениям TCM, глубины 640 км и длительности 32 с. Отмечены интервалы подгонки (3), общие для всех 3 компонент: вертикальной Z, радиальной R и трансверсальной T. Приведены коды станций, эпицентральные расстояния  $\Delta$  и азимуты  $\phi$ .

исключением варианта ED36 в части оценки значения скалярного сейсмического момента. Вероятно, это связано с тем, что в условиях неполной адекватности геометрии принятой среды (полупространство) и относительно большим числом неизвестных (6 при ненулевом следе) возникает определенная неустойчивость решения.

На рис. 8 приведен механизм для варианта ES\_1 (а также конусы, характеризующие точность) и положение нормалей к плоскостям и нейтральной оси для всех вариантов расчета, приведенных в табл. 6. С учетом неопределенности, которую показывают конусы точности, наблюдается согласие между приведенными оценками.



**Рис. 8.** Механизм для варианта ES\_1 на стереограмме нижней полусферы.

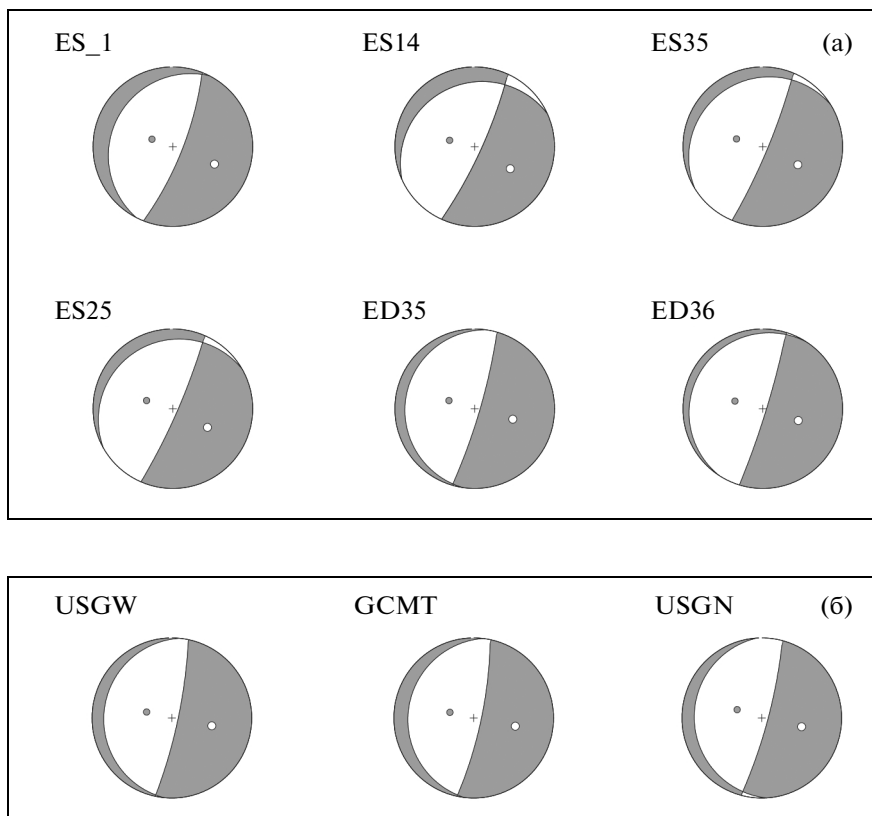
1, 2 – оси сжатия и растяжения; 3 – плоскости; 4 – конусы, отражающие точность расчета; положения векторов механизма (5) и нейтральной оси (6) для всех вариантов, приведенных в табл. 6; 7 – центр проекции. Значение половины угла осевого сечения конуса равно  $6^\circ$  для конуса при nI,  $9^\circ$  – при nII и  $10^\circ$  – при eN.

Механизмы в виде “пляжных мячей”, приведенные на рис. 9 наводят на мысль о существенном их различии. Но внимательный анализ этого рисунка совместно с рис. 8 показывает, что в пределах погрешностей имеется согласие различных определений. По существу, наблюдается заметное изменение азимута близгоризонтальной плоскости (см. плоскость II на рис. 8). Это связано с тем, что нормаль к этой плоскости (см. nII на рис. 8) близвертикальна и конус погрешностей определяет весьма внушительный сектор для вариации азимута этой нормали. Такая же вариация азимута по отношению к среднему будет и для плоскости, хотя ее собственный азимут отличается от азиму-

та нормали на  $90^\circ$ . Указанная вариация отражена при значениях азимута плоскости в табл. 6.

Удивляет также большая вариация при угле подвижки в плоскости II, но это связано с тем, что угол подвижки определяется по отношению к направлению простирания плоскости. Положение вектора подвижки в плоскости II (вектора nI) может быть неизменным в пространстве, но при этом может весьма существенно изменяться по отношению к направлению простирания плоскости за счет изменения последнего (за счет поворота вокруг вектора nI).

Шаровая часть тензора (параметр  $\xi$ ) значимо не определяется (табл. 5) как в статике, так и в динамическом варианте. Неустойчивость этой ком-



**Рис. 9.** Механизмы Охотоморского землетрясения 24.05.2013

(а) – определены в данной работе; (б) – определены Геологической службой США. Использована стереографическая проекция нижней полусферы. Кодировка вариантов в соответствии с табл. 4.

поненты решения проявляется также в том, что в вариантах ES\_1 и ES14 она имеет разный знак. Расчет по объединенным статическим и динамическим данным мы сочли нецелесообразным из-за недостаточной степени адекватности “плоской” модели среды.

Отклонение TCM от двойного диполя для варианта ED35 оказалось значимым, причем с весьма высокой точностью. Величина отклонения (значение параметра  $\eta$ ) близка к значению, которое получается на основе каталога GCMT и составляет  $15 \pm 3\%$ .

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 проведена независимая инверсия двух видов наблюдательных данных: 1) статических смещений – скачков смещений на временных рядах пунктов GNSS, вызванных землетрясением и 2) волновых форм – широкополосных записей на сейсмических станциях мировой сети, расположенных на удалении, не превышающем  $25^\circ$  от эпицентра. В качестве модельного очага используется точечный источник с произвольным сим-

метричным тензором сейсмического момента (ТСМ). В динамическом случае предполагается, что источник имеет (треугольную) временную функцию (ВФИ). Длительность ВФИ и глубина эквивалентного точечного источника определяются в процессе инверсии волновых форм. В качестве модели среды в статическом случае используется слоистый шар, а в динамическом случае – слоистое полупространство, с однородными упругими изотропными слоями. Расчет статики в шаре производился с помощью оригинальной программы, написанной по оригинальному алгоритму одним из авторов (В.М. Павловым).

По статике и динамике рассчитаны механизм, скалярный сейсмический момент, шаровая часть ТСМ, отклонение ТСМ от двойного диполя без момента. Дополнительно, по динамике получены оценки глубины эквивалентного точечного источника и длительности процесса в очаге. Оценки в целом согласуются с независимыми определениями из других источников. При динамическом расчете с нулевым следом получен ТСМ по типу значимо отличающийся от двойного диполя без момента.

Близость оценок, полученных в данной статье, с оценками из независимых источников свидетельствует об устойчивости примененных статической и динамической процедур оценки параметров механизма очага, глубины эквивалентного точечного источника и длительности процесса движения в очаге. Механизмы и значения скалярного сейсмического момента, рассчитанные по статическим смещениям (скачкам во временных рядах GNSS наблюдений) и по волновым формам (полные сейсмограммы), близки по различным вариантам расчетов. Это означает отсутствие постсейсмического движения, по крайней мере, в пределах суток после землетрясения. Примененная процедура оценки точности искомых значений в целом дает согласованные оценки. В динамическом случае полученные формальные оценки точности, по-видимому, являются излишне оптимистическими и не отражают реальной погрешности, обусловленной неполной адекватностью используемых моделей среды и источника.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Национальному исследовательскому институту наук о Земле и предотвращению стихийных бедствий (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention), Цукуба, Япония, за предоставление доступа к сейсмическим данным станций сети F-net.

В работе также использовались материалы регистрации глобальной сейсмической сети GSN; региональной сети Аляски (Alaska Regional Network) и Китайской национальной сейсмической сети (China National Seismic Network). Кроме того, использовались записи опорных станций Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России и Центра предупреждения о цунами Западного побережья США и Аляски (West Coast & Alaska Tsunami Warning Center). Для доступа к волновым формам и метаданным использованы средства Системы обработки данных IRIS DMS, а именно, Центр обработки данных IRIS DMC. Авторы благодарны этим организациям за доступ к данным.

Авторы также выражают благодарность А.А. Гусеву за консультации по получению оценок точности и А.В. Ландеру за обсуждение вопросов, связанных с тензором сейсмического момента.

В части проведения расчетов и интерпретации наблюдений исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00621).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.

Павлов В.М. Расчет смещений от статической силы в слоистом полупространстве // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 25–33.

Павлов В.М. Матричный импеданс в задаче расчета синтетических сейсмограмм в слоисто-однородной изотропной упругой среде // Физика Земли. 2009. № 10. С. 14–24.

Павлов В.М. Алгоритм расчета синтетических сейсмограмм в слоистом полупространстве с применением матричного импеданса // Физика Земли. 2013. № 1. С. 26–35.

Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 149–158.

Худсон Д. Статистика для физиков. М.: “Мир”, 1970. 297 с.

Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А. и др. Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 с магнитудой  $M_w = 8.3$  – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 17–24.

Шестаков Н.В., Ohzono M., Takahashi H. и др. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013,  $M_w = 8.3$  // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 471–476.

Ekström G., Nettles M., Dziewiowski A.M. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2012. Т. 200. С. 1–9.

Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. и др. GAMIT: GPS Analysis at MIT. Release 10.4. Massachusetts: Institute of Technology, 2010a. 171 p.

Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.4. Massachusetts: Institute of Technology, 2010b. 95 p.

Kanamori H. The energy release in great earthquake // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 2981–2987.

Kanamori H., Rivera L. Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning // Geophys. J. Int.. 2008. Т. 175. № 1. P. 222–238.

Kawakatsu H. Observability of the isotropic component of a moment tensor // Geophys. J. Int. 1996. V. 126. P. 525–544.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 108–124.

Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 1–14.

Ye L., Lay T., Kanamori H., Koper K.D. Energy release of the 2013  $M_w$  8.3 Sea of Okhotsk earthquake and deep stress heterogeneity // Science. 2013. V. 341. P. 1380–1384.



**ПРИЛОЖЕНИЕ.  
РАСЧЕТ СРЕДНЕКВАДРАТИЧЕСКИХ  
УКЛОНЕНИЙ ПРОИЗВОДНЫХ  
ОТ ТСМ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГА**

При МНК-инверсии в ТСМ получаются среднеквадратические отклонения компонент ТСМ, которые рассматриваются как оценки точности. Они могут быть весьма значительны по величине, и стандартные приемы переноса ошибок для оценки точности, например, главных значений ТСМ, которые к тому же нелинейно зависят от его компонент, непригодны. Поэтому мы воспользовались методом Монте-Карло. Компоненты ТСМ возмущаются случайными нормально распределенными ошибками с дисперсиями, по-

лученными в процедуре МНК. Генерируется массив, содержащий большое (10 тысяч) количество возмущенных тензоров. Для каждого такого тензора определялись главные значения, главные оси и другие производные характеристики. Наборы этих величин обрабатывались для получения оценок точности, имеющих смысл стандартных отклонений. Для скалярной величины в качестве оценки берется значение полуширины интервала (с центром в невозмущенном значении), покрывающего 68% точек. А для вектора определяется половина угла при вершине кругового конуса, захватывающего 68% векторов, рассчитанных по возмущенным тензорам. Ось конуса определяется невозмущенным вектором.

**The Mechanism of the Deep-Focus, Sea of Okhotsk Earthquake of May 24, 2013 as Inferred from Static Displacements and Broadband Seismograms**

**I. R. Abubakirov, V. M. Pavlov, and N. N. Titkov**

*Kamchatka Branch, Geophysical Service, Russian Academy of Sciences,  
bulv. Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

*e-mail: air@emsd.ru*

Received July 21, 2014

**Abstract**—The seismic moment tensor (SMT) was computed for the rupture zone of the deep-focus Sea of Okhotsk earthquake of May 24, 2013 ( $M_w = 8.3$ ) based on two kinds of regional data: (1) coseismic displacements at GNNS stations; and (2) three-component broadband seismograms (in this case we also estimated the depth of the equivalent point source and rupture duration along with the SMT). These computations were done independently for each of the two data sets. In the first of these cases we computed the SMT using simulated static displacements due to elementary dipoles as based on the ak135 spherical earth model. In the second case we used synthetic broadband seismograms as computed for a layered, elastic, isotropic, half-space model. Both of the two inversions were carried out by original methods for calculating the simulated data. The SMT determinations that are based on the two data sets are consistent with each other and with determinations from other publications.