УДК 550.34 doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.2.189-200

Поле современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса

© 2019 *А. Ю. Полец*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
E-mail: polec84@mail.ru

Представлены результаты реконструкции современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса. Реконструкция напряжений выполнялась на основе метода катакластического анализа разрывных смещений с использованием сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений каталога NEID. По результатам расчета получены новые данные о поле напряжений в исследуемом регионе для глубин 0–300 км. Показано изменение параметров напряженного состояния с глубиной и присутствие аномального напряженного состояния на глубинах 0–30 км, возникшего после землетрясения Тохоку 11.03.2011.

Ключевые слова: Сахалинско-Японский сейсмический пояс, тектонические напряжения, механизмы очагов землетрясений.

Modern tectonic stress field of the Sakhalin-Japanese earthquake belt

Anastasia Yu. Polets

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
E-mail: polec84@mail.ru

The results of the stress inversion in the zones of deep-focus earthquakes in the Sakhalin-Japanese earthquake belt have been presented in the work. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements has been used to perform the stress reconstruction. The stress inversion has been performed on the basis of NEID focal mechanism solution catalog of earthquakes. New data on the modern stress field have been obtained in the studied region for the depth 0–300 km. The changes in the stress parameters with depth and the presence of abnormal state of stress after the Tohoku earthquake at a depth 0–30 km are indicated.

Keywords: Sakhalin-Japanese earthquake belt, tectonic stresses, earthquake focal mechanisms.

Тектоническое положение района исследований

Сахалинско-Японская островная дуга протягивается на 3000 км через острова Сахалин, Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю, на о. Хоккайдо она пересекается с Курильской дугой, а на о. Хонсю с дугой Нампо, которая образует здесь поперечную зону грабена Фосса-Магна. Зона Фосса-Магна является границей между северо-восточной и юго-западной ветвями Сахалинско-Японской островной дуги [Апродов, 2000]. Строение Сахалино-Японской дуги неоднородно: она состоит из больших и малых литосферных глыб. С восточной стороны Японские острова обрамляют глубоководные желоба. Вдоль о. Хоккайдо протягивается южное окончание Курило-Камчатского желоба. В районе Сангарского пролива он сочленяется с Японским желобом и идет вдоль Северного Хонсю до зоны Фосса-Магна, где сочленяется с Идзу-Бонинским желобом. На юге Японии четко выраженные глубоководные желоба отсутствуют, здесь вдоль островов Сикоку и Кюсю расположены разрозненные желобообразные впадины, переходящие в желоб Нансей у дуги Рюкю.

Подавляющее большинство землетрясений в рассматриваемом регионе приурочено к восточной окраине Японских островов, где Тихоокеанская плита погружается

Работа выполнена в рамках государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН.

под Японскую островную дугу со скоростью до 9 см/год, образуя сейсмофокальную зону под углом в 30–50°. Основное количество очагов землетрясений приурочено к верхней части сейсмофокальной зоны (50–70 км). Наиболее глубокие очаги землетрясений прослеживаются у берегов Приморья и Корейского полуострова, здесь глубина очагов достигает 600–700 км [Полец, 2018]. В Японском море землетрясения, в основном мелкофокусные, локализованы в восточной части моря вдоль подводной окраины о. Хонсю. Остальная часть моря почти асейсмична (кроме юго-восточной подводной окраины Корейского полуострова). Восточнее в горах и на побережье Тихого океана более заметно проявляется поддвиг океанической литосферы под островную дугу. Здесь происходят как мелкофокусные, так и более глубокие землетрясения. Их эпицентры образуют восточную зону. Максимальная сейсмичность отмечена на островах Хоккайдо и Хонсю в северной части. Для флангов Сахалинско-Японской дуги (острова Сахалин и Кюсю) характерна менее интенсивная сейсмичность. Это обусловлено тем, что Сахалин отделен от Японской дуги Курильской дугой, пересекающей о. Хоккайдо, а о. Кюсю пресекается северным продолжением дуги Рюкю. В таких «отсеченных» частях островных дуг интенсивность вулканизма и сейсмичность резко уменьшаются [Апродов, 2000].

Важнейшей характеристикой, определяющей сейсмичность того или иного региона, является напряженное состояние геологической среды [Гзовский, 1975; Николаев, 1977; Уломов, 1974, Мячкин, 1978]. В связи с этим одна из актуальных проблем тектонофизики, геотектоники и сейсмологии – реконструкция полей тектонических напряжений, действующих в различных по масштабам и своему строению геологических средах.

В нашей статье «Напряженно-деформированное состояние зоны глубокофокусных землетрясений региона Японского моря» [Полец, 2018] на основе данных о механизмах очагов землетрясений NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster – http://www.fnet.bosai.go.jp) были представлены результаты реконструкции напряжений зоны глубокофокусных землетрясений (300–700 км) региона Японского моря. Задачей новых исследований явилось изучение особенностей поля тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса в интервале глубин 0–300 км.

Метод реконструкции напряжений

Для изучения напряженного состояния Сахалинско-Японского сейсмического пояса применялся метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [Ребецкий, 2007]. МКА состоит из четырех этапов и позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений, как это делается в широко известных методах [Гущенко, 1979, 1996; Юнга, 1990; Angelier, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987; Gephard, Forsyth, 1984; и др.], но и величины напряжений. Эти возможности метода обеспечены привлечением в алгоритм расчета экспериментальных наблюдений по разрушению образцов горных пород (кулонова критерия хрупкой прочности [Mogi, 1964; Byerlee, 1967; Brace, 1972; Ставрогин, Протосеня, 1992]), обобщенных на реальные трещиноватые горные породы в виде полосы разрушения на диаграмме Мора [Ребецкий, 2007]. В данной работе, как и в предыдущей [Полец, 2018], представлены результаты первых двух этапов реконструкции, поскольку они позволяют устанавливать относительные величины девиаторных и эффективных изотропных напряжений опираясь только на сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений и на закономерности, установленные из экспериментов по разрушению образцов горных пород, без привлечения дополнительных сейсмологических данных.

В качестве исходного материала для восстановления поля действующих тектонических напряжений используются структурно-кинематические данные о трещинах и разрывах либо данные о механизмах очагов землетрясений. Расчеты компонент тензора напряжений выполняются в доменах, выделяемых в качестве квазиоднородных по их деформационному состоянию. Каждому из таких доменов отвечает своя однородная выборка очагов землетрясений.

Исходные сейсмологические данные

Для расчета напряжений использовали данные каталога механизмов очагов NIED, одной из наибольших по плотности покрытия систем сейсмологических и геофизических наблюдений в мире (http://www.fnet.bosai.go.jp). Региональная сейсмическая сеть Японии позволяет определять механизмы очагов землетрясений начиная с магнитуд 3.0.

На основе данных каталога NIED для исследуемого региона нами был создан рабочий каталог, который насчитывал 21 910 событий с диапазоном магнитуд $3.1 \leq Mw \leq 8.7$ за период времени с 1997 по 2018 г. (21 год). Основной глубинный диапазон каталога механизмов очагов землетрясений от 0–60 км (рис. 1а). Наиболее представительные диапазоны магнитуд – от 3.1 до 4.0 и от 4.0 до 5.0 (рис. 1б). За рассматриваемый временной интервал в исследуемом регионе произошло 17 землетрясений с $M_w \geq 7.0$, из них 3 с $M_w \geq 7.5$: мощное землетрясение Токачи-оки 25.09.2003, у берегов о. Хоккайдо $M_w = 7.9$ (по данным Global CMT Project – https://www.globalcmt.org/ – $M_w = 8.3$); мега-землетрясение Тохоку 11.03.2011 $M_w = 8.7$ (по данным Global CMT Project $M_w = 9.0$) и его сильный афтершок с $M_w = 7.6$.

Землетрясение 11 марта 2011 г. внесло существенный вклад в характер сейсмичности исследуемого региона и, как результат, в современное поле тектонических напряжений. Всего за год с 11.03.2011 по 11.03.2012 произошли 6 362 землетрясения (29 % от общего числа событий в рабочем каталоге), для которых был определен механизм очага землетрясения (рис. 2). Если сравнить с другим сильным землетрясением исследуемого региона – Токачи-оки, то после него с 25.09.2003 по 25.09.2004 произошло 907 событий, что составляет всего 4 % от общего числа землетрясений в рабочем каталоге.

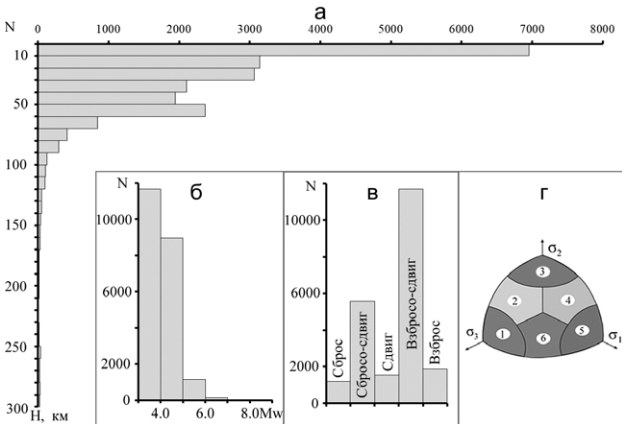


Рис. 1. Диаграммы распределения числа событий: (а) по глубине 0–300 км; (б) по магнитудам ($3.1 \leq Mw \leq 8.7$); (в) по типам смещений; (г) схема геодинамического районирования при делении на шесть типов напряженного состояния (1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг).

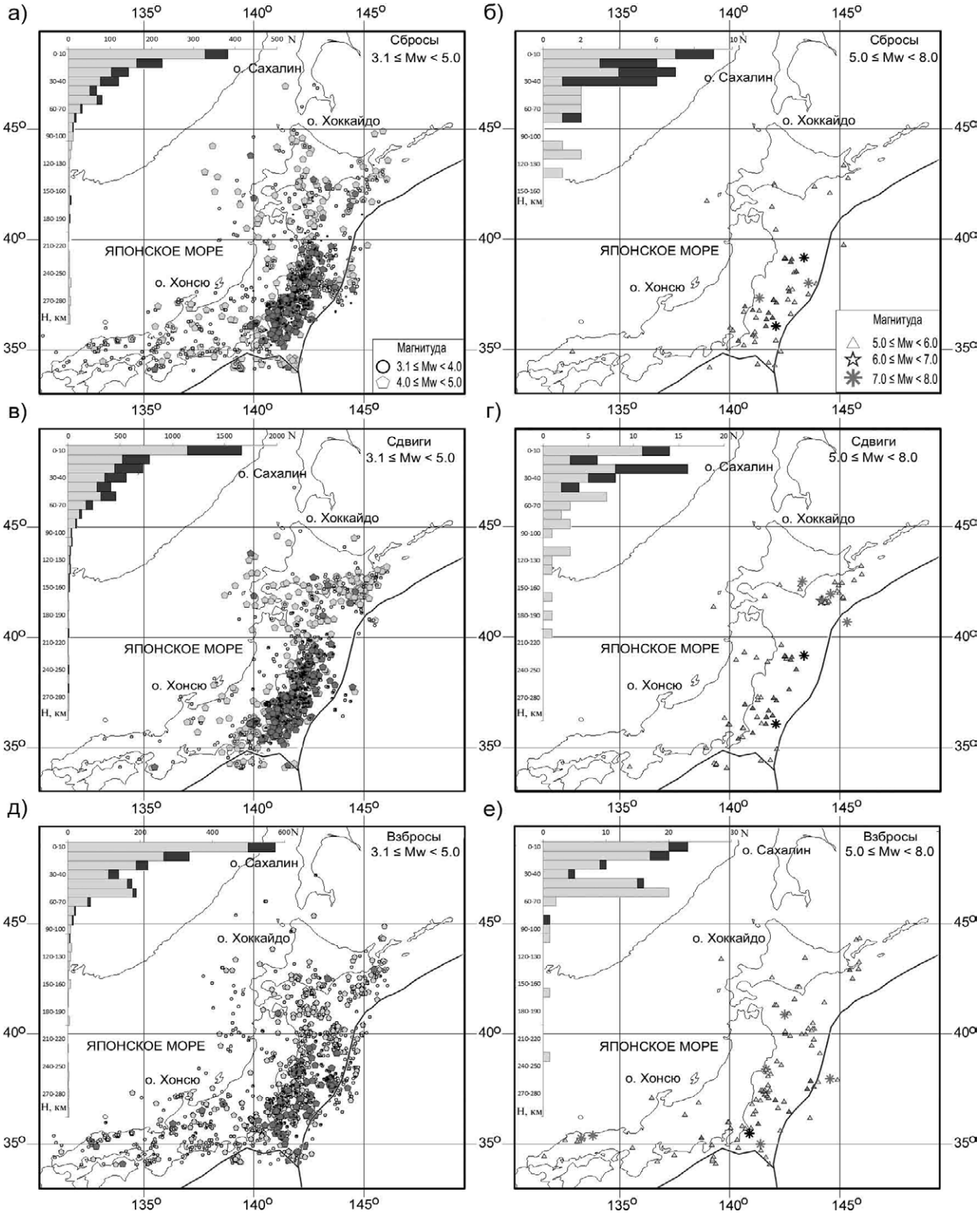
Одной из ключевых проблем исследований поля напряжений является существование полей напряжений различного уровня (разных масштабов усреднения) [Мячкин, Осокина и др., 1987]. В зависимости от магнитудного диапазона анализируемых механизмов очагов землетрясений может меняться и характер напряженного состояния. Большое число данных о механизмах очагов землетрясений низкого энергетического уровня (рис. 1б) позволило использовать для реконструкции механизмы землетрясений в диапазоне магнитуд $3.1 \leq Mw < 5.0$. Из рабочего каталога были исключены 1 028 событий с $M_w \geq 5.0$ с целью уменьшения влияния сильных событий на результаты реконструкции, так как области упругой разгрузки сильных событий могут начать доминировать над землетрясениями меньших магнитуд, существенно усредняя результаты расчетов.

Обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки 0.5° × 0.5° в латеральном направлении для семи глубинных интервалов (0–30, 30–60, 60–90, 90–120, 120–150, 150–200, 200–300 км). Определение параметров поля напряжений осуществлялось в квазиоднородных доменах путем выделения однородных выборок механизмов очагов землетрясений, минимальное число событий в которых было 6, максимальное – 10.

Процедуры формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений выполнены для 1779 (глубинный интервал 0–30 км), 504 (30–60 км), 332 (60–90 км), 140 (90–120 км), 49 (120–150 км), 183 (150–200 км), 19 (глубинный интервал 200–300 км) квазиоднородных доменов. Для каждого из доменов рассчитаны средние за весь период наблюдений параметры тензора напряжений.

Анализ механизмов очагов глубокофокусных землетрясений

Механизмы очагов землетрясений разделены нами по типам смещений (рис. 2) аналогично схеме разделения геодинамических режимов деформирования при анализе напряженного состояния [Ребецкий; 2007, Полец, 2018]. Секторам октанта (рис. 1г) соответствуют: 1 – зона горизонтального сжатия (разрывы типа взбросов и надвигов), 5 – зона горизонтального растяжения (разрывы типа сбросов), 3 – зона горизонтального сдвига (сдвиги вдоль простирания); 2 и 4 – дополнительные промежуточные состояния, отвечают



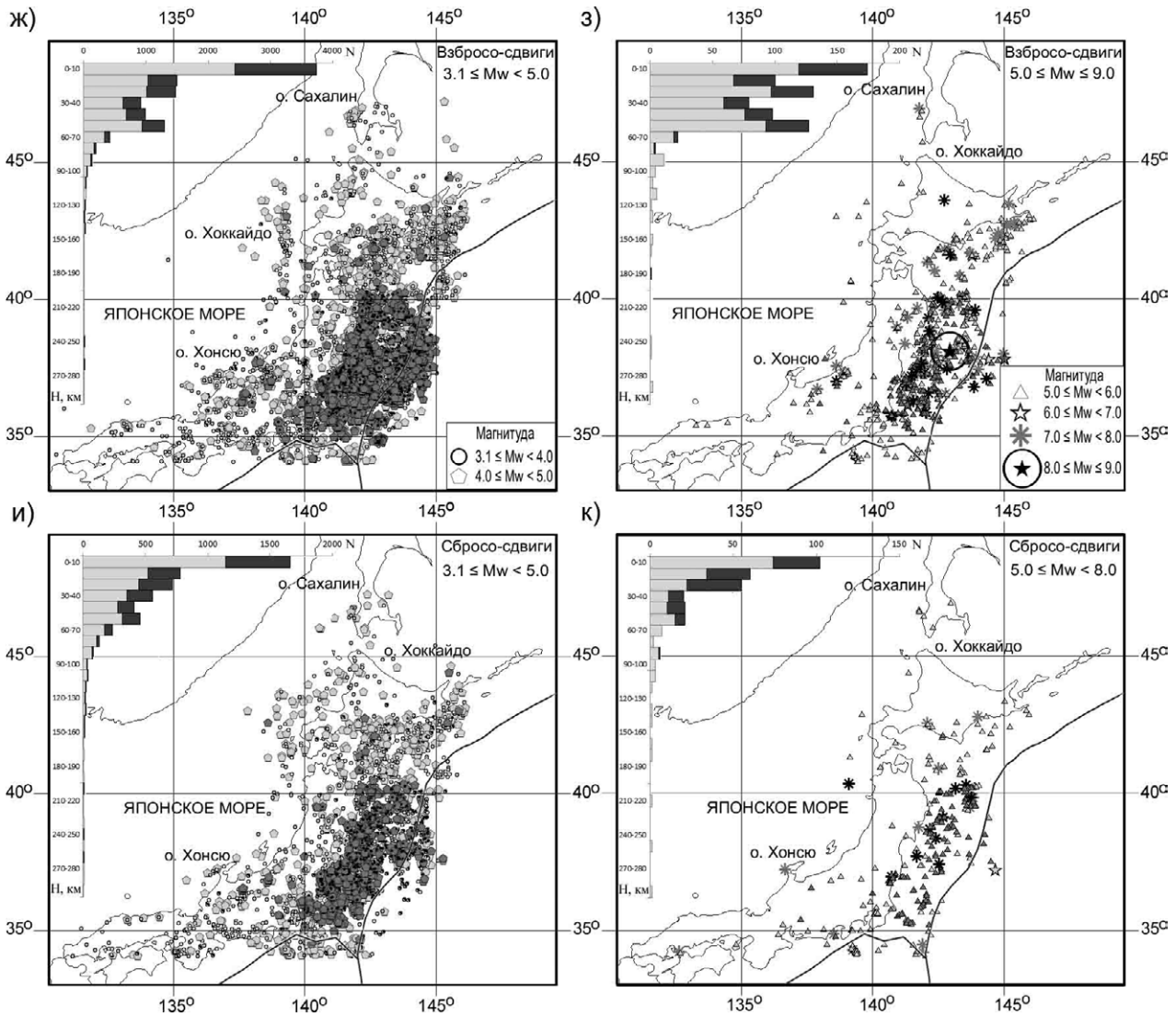


Рис. 2. Эпицентры механизмов очагов землетрясений за 1997–2018 гг. на глубинах 0–300 км (по данным NIED). Темно-серый и черный цвет заливки соответствует землетрясениям, произошедшим в период с 11.03.2011 по 11.03.2012. Тип движения в очаге: (а, б) – сброс; (в, г) – сдвиг; (д, е) – взброс; (ж, з) – взбросо-сдвиг; (и, к) – сбросо-сдвиг.

сочетанию горизонтального сдвига с горизонтальным сжатием или с горизонтальным растяжением, 6 – дополнительное состояние между горизонтальным растяжением и горизонтальным сжатием (вертикальный сдвиг).

Анализ каталога с учетом типизации механизмов очагов землетрясений по данной схеме (рис. 1г) показал, что в нем содержится 1 791 событие (8.7 %) с механизмами очагов, отвечающими взбросам, 1 468 (7.1 %) – сдвигам и 1 159 событий (5.9 %) – сбросам. Остальные события относятся к промежуточным кинематическим типам разрывообразования: 5 273 (25.6 %) – сдвиго-сбросы или сбросо-сдвиги и 10 930 (26.6 %) – сдвиго-взбросы или взбросо-сдвиги. Исходя из анализа распределения механизмов очагов по глубинам (рис. 2; см. таблицу), в интервале глубин 0–30 км произошло 12 431 событие, для которых были определены механизмы; на глубинах 30–60 км – 5 978 землетрясений; 60–90 км – 1 479; 90–120 км – 307; 120–150 км – 130; 150–200 км – 106; 200–300 км – 190 землетрясений.

Результаты расчета

Путем обработки каталога механизмов очагов землетрясений в соответствии с алгоритмом метода катакластического анализа были получены данные о параметрах тензора тектонических напряжений. Прежде всего это данные об ориентации трех главных осей тензора напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций, а также данные о коэффициенте Лоде–Надаи этих тензоров.

Распределение механизмов очагов землетрясений по глубинам 0–300 км

H, км	Сброс	Сбросо-сдвиг	Сдвиг	Взброс	Взбросо-сдвиг
0–30 км	752 (6)	3 161 (25)	680 (5)	1 130 (9)	6 708 (54)
30–60 км	268 (4)	1 425 (24)	570 (10)	506 (8)	3 209 (54)
60–90 км	64 (4)	451 (30)	120 (8)	97 (7)	747 (51)
90–120 км	25 (8)	95 (31)	43 (14)	22 (7)	122 (40)
120–150 км	6 (5)	41 (32)	18 (14)	12 (9)	53 (41)
150–200 км	15 (14)	33 (31)	18 (17)	13 (12)	27 (25)
200–300 км	29(15)	67 (35)	19 (10)	11 (6)	64 (34)

Примечание. В скобках указан процент от числа землетрясений в этой группе.

Анализ ориентации главных осей поля современных напряжений (рис. 3, 4) показал, что на глубинах 0–30 км для южной части о. Сахалин и северо-восточной части Японии (о. Хоккайдо, западная часть о. Хонсю) оси максимального сжатия σ_3 имеют субширотную ориентацию с пологим (15–20°) погружением под океаническую литосферную плиту (рис. 3а). Оси максимального растяжения σ_1 ориентированы практически ортогонально Японскому желобу с крутым (70–80°) погружением под субконтинентальную плиту (рис. 4а). Для большей части континентального и океанического склонов Японского желоба оси максимального сжатия σ_3 имеют субвертикальную ориентацию, а оси растяжения субгоризонтальную (рис. 3а). Подобная ориентация этих напряжений в континентальной части склона не существовала здесь до землетрясения Тохоку [Rebetsky et al., 2016]. Вдоль Нанкайского сегмента Филиппинской плиты (юго-западная Япония) отмечены участки с субгоризонтальным положением осей σ_3, оси максимального растяжения σ_1 имеют юг-юго-западную ориентацию (рис. 3а, 4а).

Оси промежуточного главного напряжения σ_2 для всех исследуемых глубинных интервалов субгоризонтальны и параллельны океанскому желобу.

На глубинах 30–60 км проекции осей максимального сжатия σ_3 и растяжения σ_1 ориентированы практически ортогонально простиранию Японского желоба, погружены соответственно под континентальную и океаническую литосферу (рис. 3б, 4б). Далее с глубиной (рис. 3 в–е, 4 в–е) наблюдается резкая смена ориентации погружения осей максимального сжатия и растяжения на 180° вдоль о. Хонсю (60–90 км), для южной части о. Хоккайдо (90–120 км, 150–300 км), в северной (90–120 км, 150–300 км) и южной частях о. Хонсю (150–300 км). Не столь явные изменения в ориентации осей отмечены и на глубинах 120–150 км.

Данные о взаимосвязи ориентации главных осей напряжений с вектором на зенит (рис. 1г) позволяют выделить районы по типам напряженного состояния (рис. 3). На глубинах 0–30 км в направлении с севера на юг от южной части о. Сахалин и до тектонической зоны Фосса-Магна (северо-восточная часть Японии) преимущественный геодинамический режим горизонтальное сжатие, в юго-западной части Японии вдоль Нанкайского сегмента Филиппинской плиты – горизонтальный сдвиг (рис. 3а). В настоящее время в зоне очага землетрясения Тохоку в верхнем слое коры континентального и океанического склонов практически везде имеет место режим горизонтального растяжения, при этом до Тохоку землетрясения режим горизонтального растяжения существовал только в пределах океанического желоба [Rebetsky et al., 2016].

На глубинах 30–60 км вдоль Японского желоба преимущественный геодинамический режим – горизонтальное сжатие, на юго-западе вдоль Нанкайской зоны – горизонтальный сдвиг (рис. 3б). Наряду с горизонтальным сдвигом здесь также присутствуют домены с горизонтальным растяжением, хотя на глубинах 0–30 км для этих доменов геодинамический режим был горизонтальное сжатие. На глубинах 60–90 км помимо горизонтального сжатия появляются области с геодинамическим режимом сдвиг и сдвиг в вертикальной плоскости (рис. 3в). Участки горизонтального растяжения отмечены в районе восточного Хоккайдо, п-ова Идзу (Хонсю) и в юго-западной части Японии, вдоль Нанкайского сегмента Филиппинской плиты.

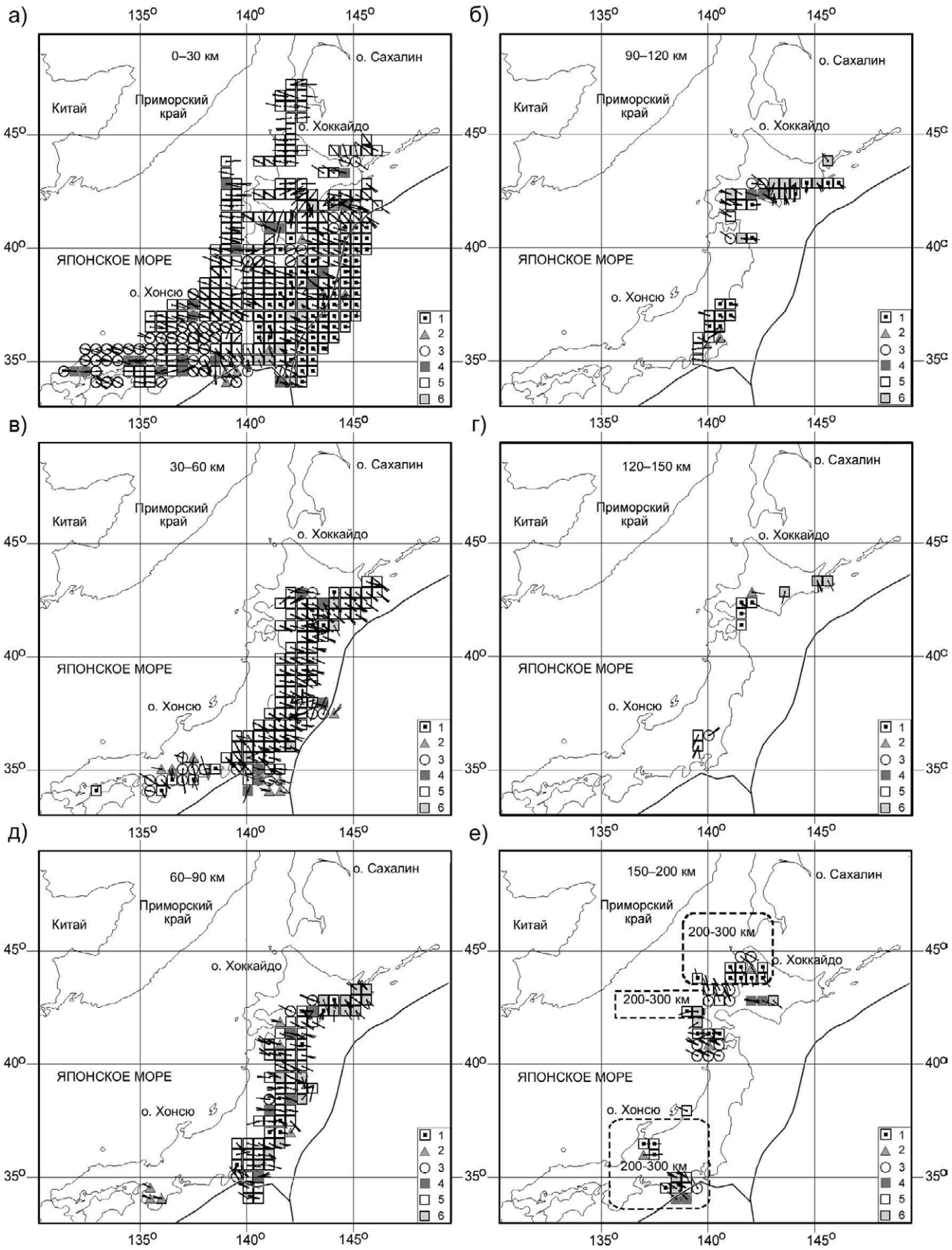


Рис. 3. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей погружения σ_3 и геодинамический тип напряженного состояния: (а) 0–30 км; (б) 30–60 км; (в) 60–90 км; (г) 90–120 км; (д) 120–150 км; (е) 150–200 км; Штриховыми контурами обозначены результаты реконструкции для глубинных интервалов 200–300 км (е).
1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг.

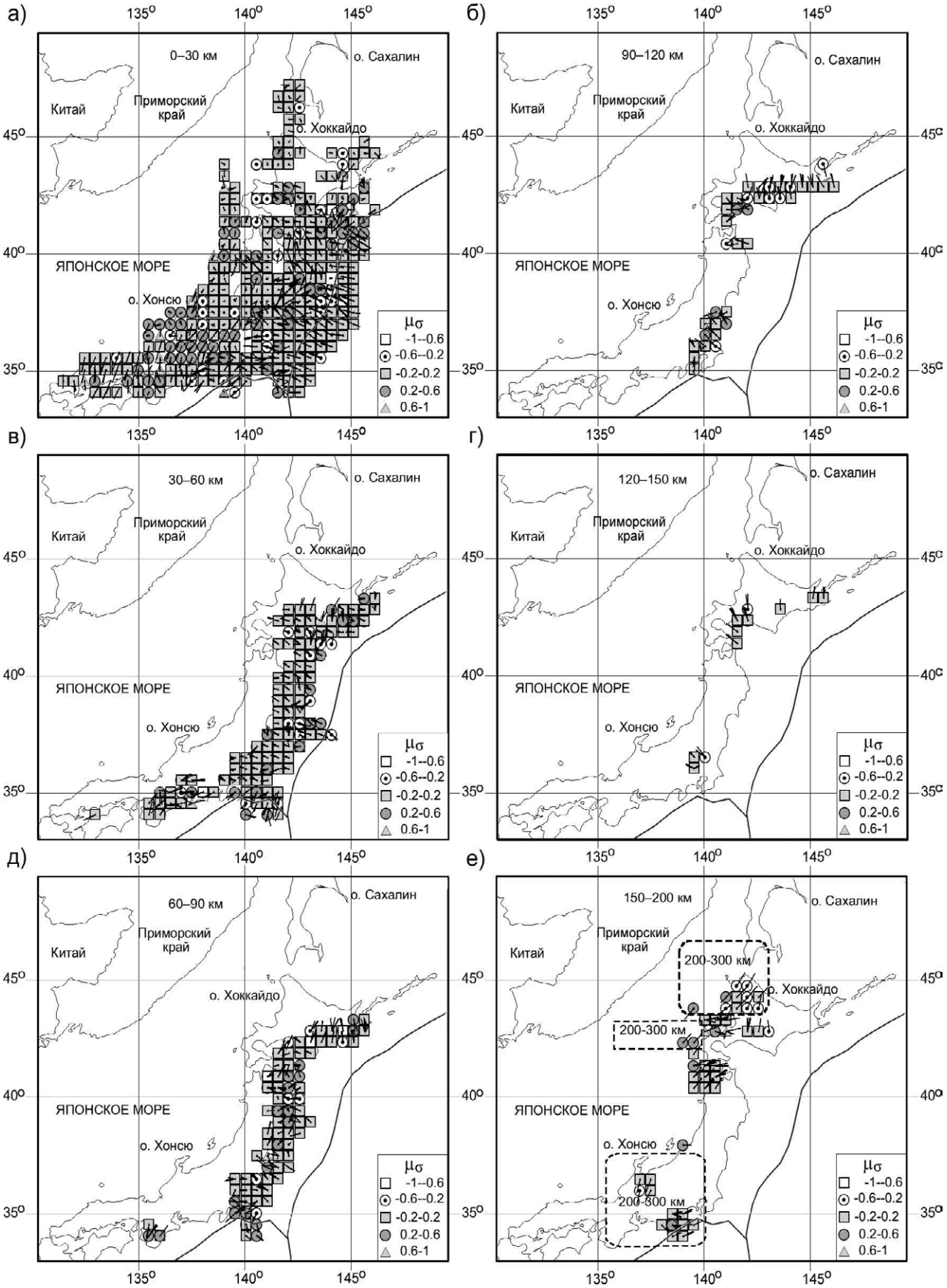


Рис. 4. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей погружения σ_1 и тип тензора напряжений – коэффициент Лоде–Надаи μ_σ. Штриховыми контурами обозначены результаты реконструкции для глубинных интервалов 200–300 км (е).

Далее с глубиной 90–300 км определения в основном вдоль о. Хоккайдо, где протягивается южное окончание Курило-Камчатского желоба, в районе п-ова Идзу (о. Хонсю) и далее вдоль зоны Фосса-Магна (рис. 3 г–е). Здесь напряженное состояние более дробное, имеют место практически все типы напряженного состояния с преобладанием доменов с геодинамическими режимами горизонтальное растяжение и сдвиг в вертикальной плоскости.

Коэффициент Лоде–Надаи определяет тип эллипсоида (тензора) напряжений ($\mu_\sigma = -1$ одноосное растяжение, $\mu_\sigma = 0$ чистый сдвиг, $\mu_\sigma = +1$ одноосное сжатие). На основе данных о коэффициенте Лоде–Надаи определены типы тензора напряжений в пределах исследуемого региона.

Для большей части исследуемого региона вид тензора напряжений близок к чистому сдвигу (рис. 4). При этом в пределах всех глубинных диапазонов присутствуют также домены, где сочетается состояние сдвига с состояниями одноосного растяжения и сжатия. На глубинах 0–30 км имеются обширные области, максимально приближенные к состоянию одноосного сжатия (0.2–1), они сосредоточены на юге и на севере исследуемого региона (рис. 4а). В очаговой области землетрясения Тохоку (0–30 км, 30–60 км) присутствует участок, где вид тензора напряжений близок к одноосному растяжению и его сочетаниям со сдвигом (от –0.2 до –1) (рис. 4 а, б). В районе о. Хоккайдо для всех глубинных диапазонов вид тензора напряжений также близок к одноосному растяжению и его сочетаниям со сдвигом. Тип напряженного состояния играет большую роль в разрушении геоматериалов [Макаров, 2010]. Повреждения в областях растяжения-сдвига (при $\mu_\sigma < 0$) начинают накапливаться при существенно меньших внешних напряжениях, и скорость их накопления выше, чем для областей сжатия-сдвига (при $\mu_\sigma > 0$). Следовательно, прочностные параметры среды будут деградировать быстрее в областях растяжения-сдвига.

На основе результатов первого этапа реконструкции осуществлен расчет направления поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалью, направленной к центру Земли (рис. 5). Направления действия этих напряжений зависят от отношения величины касательных напряжений τ_z, действующих на горизонтальных площадках, к интенсивности касательных напряжений τ_I. В зонах субдукции поддвиговые касательные напряжения имеют в основном однонаправленную ориентацию (от океана к субконтинету), соответствующая ориентировка касательных напряжений отражает градиент в вертикальном сечении скорости горизонтального течения вещества коры и литсферы в целом. Вблизи желоба направление касательных напряжений определяет в качестве активных силы, обусловленные конвективным мантийным движением. На глубинах 0–60 км эти касательные напряжения имеют здесь наиболее устойчивую ориентацию и наибольшую интенсивность (рис. 5б). На глубинах 0–30 км в земной коре южной части о. Сахалин, островов Хоккайдо и Хонсю ориентация этих напряжений наиболее изменчивая, а интенсивность низкая (рис. 5а). Кроме того, пониженные значения этих напряжений отмечаются и в океаническом склоне Японского желоба. Резкая смена в ориентации поддвиговых касательных напряжений наблюдается на глубинах 60–300 км (рис. 5 в–е). Подобный неоднородный характер распределения касательных напряжений на горизонтальных площадках может быть связан с наличием двух встречных потоков в верхней мантии.

В соответствии с алгоритмом второго этапа реконструкции были рассчитаны относительные значения эффективного давления p^*/τ_f (рис. 6), разность между давлением в горных породах и флюидным давлением трещинно-порового пространства $p^* = p - p_{fl}$ при $p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$. Анализ результатов второго этапа расчетов показал, что для большинства доменов характерен относительно низкий уровень этих параметров (0–8) при наличии отдельных доменов средней и высокой интенсивности. На глубинах 0–30 км (рис. 6а) области с минимальными значениями отношения p^*/τ_f совпадают с областями, где вид тензора напряжений близок к одноосному сжатию и его сочетаниям со сдвигом (0.6–1). Области повышенных значений этого параметра (12–16) расположены в земной коре южной части о. Сахалин и в северной части о. Хоккайдо (п-ов Сиретоко), а также

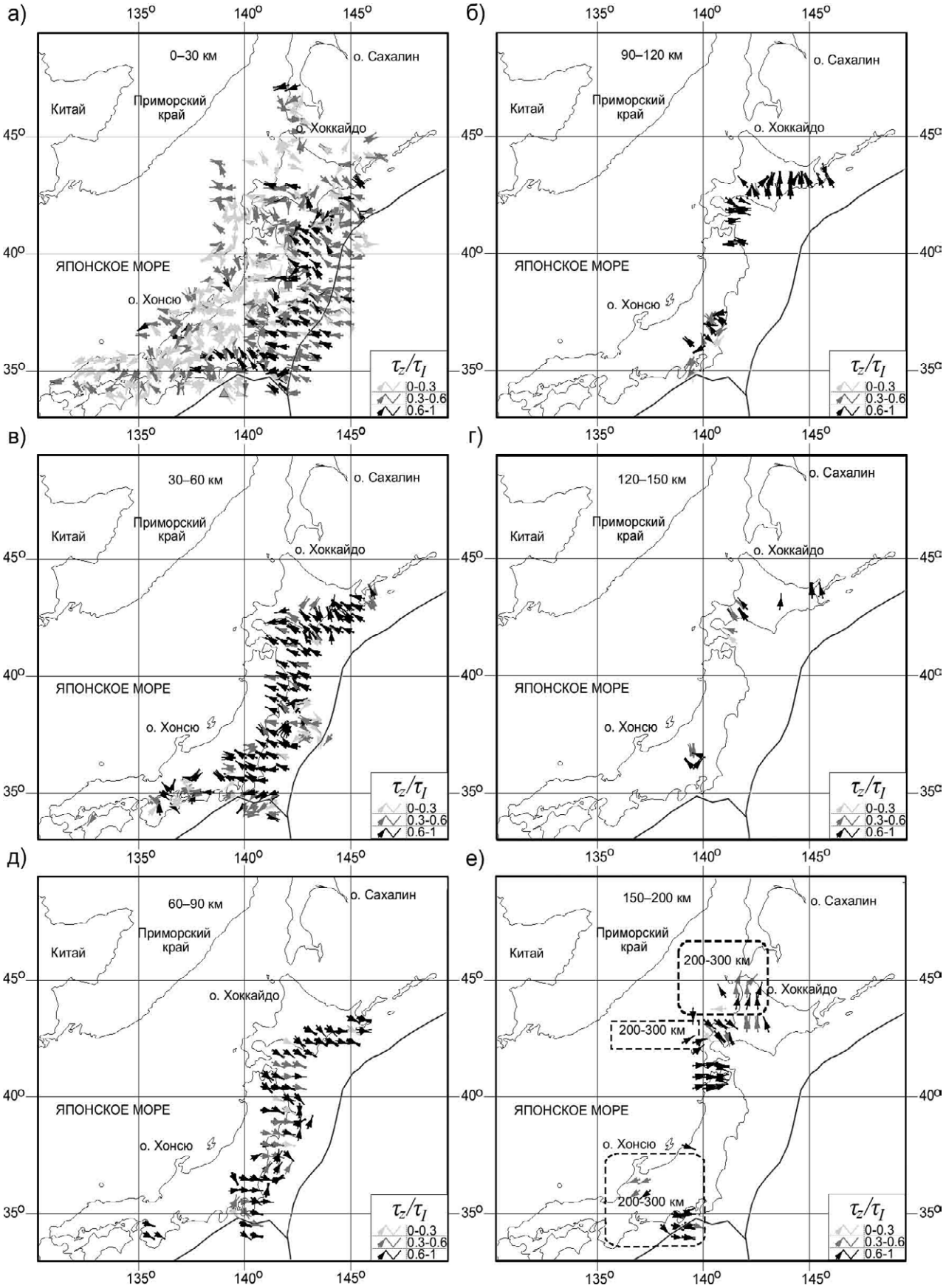


Рис. 5. Ориентация осей поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках вместе с их относительной величиной. Штриховыми контурами обозначены результаты реконструкции для глубинного интервала 200–300 км (е).

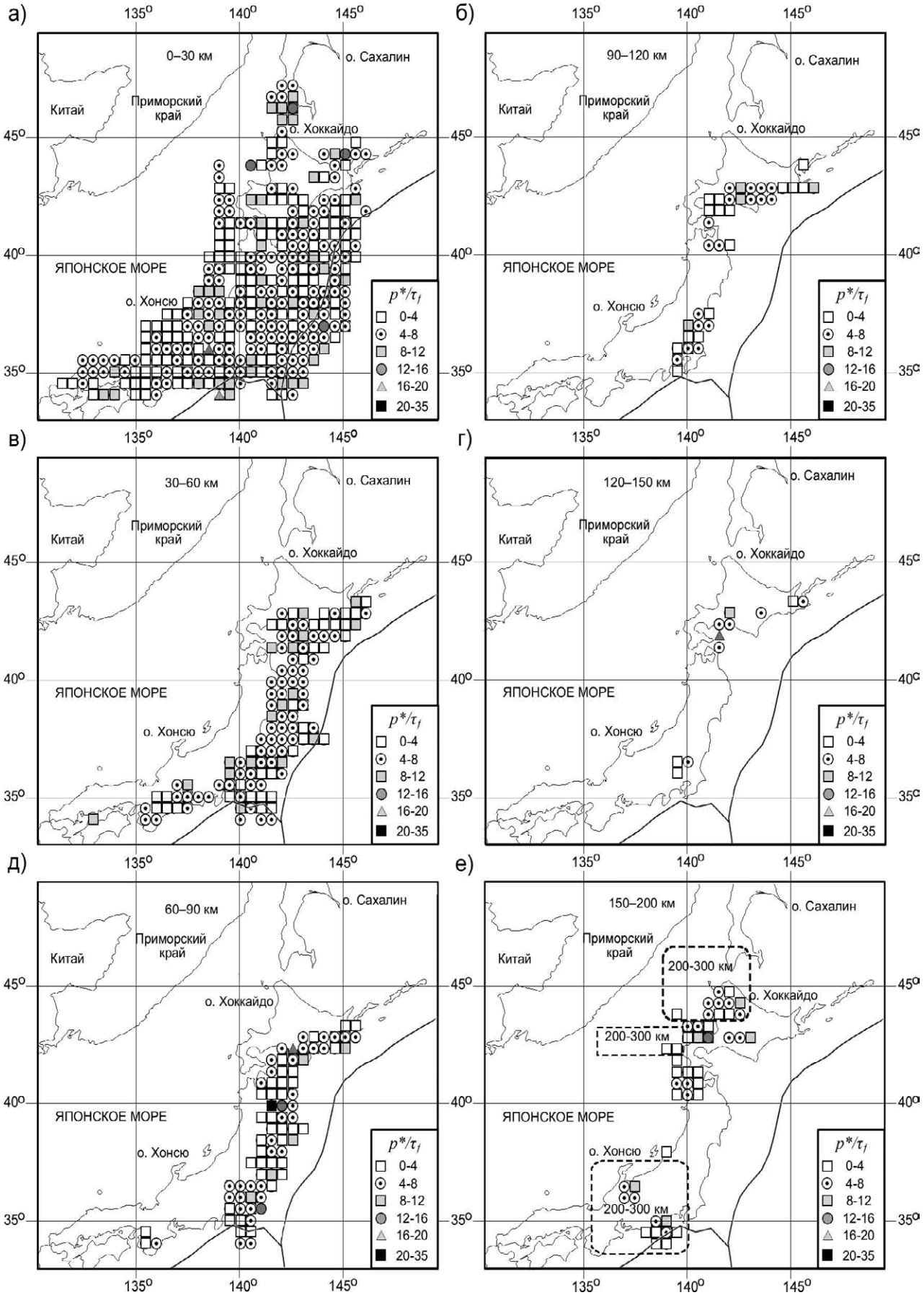


Рис. 6. Относительные значения эффективного давления p^*/τ_f.

на юге, в районе зоны Фосса-Магна (16–18). С глубиной (рис. 6 в–д) повышенные значения (12–20) отмечены в южной части о. Хоккайдо на глубинах 60–90, 120–200 км и в северной части о. Хонсю (>20) на глубинах 60–90 км. В районе очаговой области землетрясения Тохоку (0–30 км) относительные значения эффективного давления преимущественно лежат в пределах от 4 до 8.

Заключение

Выполненная на основе метода катакластического анализа разрывных смещений реконструкция поля современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса позволила получить новые данные об особенностях распределения напряжений и структурно-прочностных параметров для разных глубинных интервалов (0–30, 30–60, 60–90, 90–120, 120–150, 150–200, 200–300 км). На основе проведенных расчетов выявлена резкая изменчивость поля тектонических напряжений с глубиной (0–300 км). Пространственно-временные неоднородности поля напряжений отмечены в очаговой зоне землетрясения Тохоку. Наиболее стабильно поле напряжений на глубинах 30–60 км.

Список литературы

1. Апродов В.А. *Зоны землетрясений*. М.: Мысль, 2000. 461 с.

2. Гзовский М.В. *Основы тектонофизики*. М.: Наука, 1975. 536 с.

3. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // *Поля напряжений в литосфере*. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

4. Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематическимй принцип и основные элементы алгоритма) // *Докл. АН*. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.

5. Макаров П.В. Самоорганизованная критичность деформационных процессов и перспективы прогноза разрушения // *Физ. мезомеханика.* 2010. Т. 13, № 5. С. 97–112. [Makarov P.V. Self-organized criticality of deformation and prospects for fracture prediction. *Physical Mesomechanics*, 2010, 13(5-6): 292-305. https://doi.org/10.1016/j.physme.2010.11.010]

6. Мячкин В.И. *Процессы подготовки землетрясений.* М.: Наука, 1978. 232 с.

7. Мячкин В.И., Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясений // *Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов пород в приложении к прогнозу землетрясений.* Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1982. С. 3–24.

8. Николаев Н.И. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью // *Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим.* М.: Наука, 1977. С. 8–21.

9. Полец А.Ю. Напряженно-деформированное состояние зоны глубокофокусных землетрясений региона Японского моря // *Геосистемы переходных зон.* 2018. № 4 (191). С. 302–311. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.4.302-311

10. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // *Докл. АН*. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

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

12. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. *Механика деформирования и разрушения горных пород*. М.: Недра, 1992. 223 с.

13. Уломов В.И. *Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений.* Ташкент: ФАН, 1974. 215 с.

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

15. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1984. Vol. 89 (B7). P. 5835–5848. https://doi.org/10.1029/jb089ib07p05835

16. Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73 (14). P. 4741–4750.

17. Brace W.F. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes // *Tectonophysics*. 1972. Vol. 14 (3–4). P 189–200. https://doi.org/10.1016/0040-1951(72)90068-6

18 Carey-Gailhardis E., Mercier J.L. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake population: microseismicity of Southern Peru // *Earth and Planet. Sci. Lett*. 1987. Vol. 82. P. 165–179. https://doi.org/10.1016/0012-821x(87)90117-8

19. Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89 (B11). P. 9305–9320. https://doi.org/10.1029/jb089ib11p09305

20. Mogi K. Deformation and fracture of rocs under confining pressure (1) compression test on dry rock sample // *Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo*. 1964. Vol. 42, N 3. P. 491–514.

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

22. Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature.1974. Vol. 249, N 5457. P. 542–544.

Сведения об авторе

ПОЛЕЦ Анастасия Юрьевна, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмологии – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.