

Пространственное распределение тектонических напряжений в южной глубокой части Курило-Камчатской зоны субдукции

© 2019 Д. А. Сафонов

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск, Россия
E-mail: d.safonov@imgg.ru*

Рассмотрены особенности поля тектонических напряжений внутри погружающейся в верхнюю мантию Тихоокеанской литосферной плиты в пределах южной части Курило-Камчатской зоны субдукции на основе механизмов очагов землетрясений. Использовался комплексный каталог механизмов очагов с глубиной более 200 км за период 1966–2018 гг. по данным NIED, GlobalCMT и ИМГиГ ДВО РАН. Анализ данных проводился в системе координат, связанной с погружающейся плитой. Реконструкция поля тектонических напряжений выполнена методом катакластического анализа. Показано, что ось главного напряжения сжатия почти на всех участках сейсмофокальной зоны примерно совпадает с направлением погружения Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую с небольшим отклонением в сторону фланга зоны субдукции. Ось главного напряжения растяжения на всех участках перпендикулярна движению плиты. В северо-восточной и северо-западной, наиболее глубоких частях изучаемой области, это обеспечивает напряженное состояние сжатия относительно плиты, южнее и на меньших глубинах отмечены участки напряженного состояния сдвига. Возможно, такое направление оси растяжения вызвано удлинением фланга субдуцирующей плиты в юго-западном направлении. В западной части изучаемого района показаны особенности поля напряжений на границе Курило-Камчатской и Японо-Идзу-Бонинской сейсмофокальных зон.

Ключевые слова: сейсмостектоника, Курило-Камчатский регион, зона субдукции, поле тектонических напряжений, глубокофокусные землетрясения.

Spatial distribution of tectonic stress in the southern deep part of the Kuril-Kamchatka subduction zone

Dmitry A. Safonov

*Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
Sakhalin Branch of the FRC "United Geophysical Survey RAS", Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

The features of the tectonic stress field inside the Pacific lithospheric plate sinking into the upper mantle within the southern part of the Kuril-Kamchatka subduction zone based on the earthquake focal mechanisms have been considered. A comprehensive catalog of focal mechanisms with a depth of more than 200 km and time period of 1966–2018 have been used according to NIED, GlobalCMT and IMGG FEB RAS. Data were analyzed in a coordinate system associated with the dipping plate. The reconstruction of the tectonic stress field have been performed by the method of cataclastic analysis. The axis of the principal compression stress in almost all parts of the seismic focal zone approximately coincides with the direction of the immersion of the Pacific lithospheric plate beneath the Okhotsk Sea with a slight deviation towards the southwestern flank of the subduction zone. The principal tension stress axis in all zones is perpendicular to the plate movement; in the northeastern and northwestern deepest parts of the study area this provides a state of compression relative to the plate, to the south and at lower depths areas are in shear stress. It is possible that this direction of the tension axis is caused by the elongation of the flank of the subducting plate in the south-west direction. In the western part of the study area the features of the stress field on the border of the Kuril-Kamchatka and Japan-Izu-Bonin seismic focal zones are shown.

Keywords: seismotectonics, Kuril-Kamchatka region, subduction zone, tectonic stress field, deep-focus earthquakes.

Введение

Землетрясения, при всей своей разрушительной силе, являются естественными источниками информации о внутреннем строении, состоянии и процессах, протекающих в недрах нашей планеты. Глубокие землетрясения с гипоцентрами в верхней мантии ввиду своей меньшей распространенности и более низкого уровня опасности обычно привлекают меньше внимания, чем коровые события. Тем не менее эти события несут важнейшую информацию об эволюции литосферы, строении мантии и земной коры. Для понимания причин глубоких событий и условий их реализации необходима детальная характеристика источников землетрясений и состояния среды, в которой они происходят.

Излучение сейсмических волн от глубоководных землетрясений, как правило, не отличается от волнового поля, характерного для мелкофокусных землетрясений, вызываемых сдвиговыми дислокациями. При этом давление и температура среды, в которой происходят глубоководные события, настолько велики, что, вероятно, необходимы особые условия для реализации накопленной энергии в виде сейсмического события.

Наиболее распространенной и отвечающей наблюдаемым фактам гипотезой, объясняющей саму возможность глубоководных землетрясений, является гипотеза фазовых переходов в погружающейся литосферной плите [Bridgman, 1949; Kirby, 1987]. При этом сами очаги землетрясений расположены внутри более холодной относительно вещества мантии плиты, в связи с чем граница фазового перехода в зависимости от прогрева плиты и некоторых иных факторов может изгибаться, а глубина очагов лежит в некотором диапазоне значений. Наблюдается вполне определенная приуроченность максимумов числа землетрясений (в среднем по планете) к интервалам глубин основных твердофазных превращений вещества погружающихся плит [Родкин, Рундквист, 2017].

Однако если гипотеза фазовых переходов и объясняет возможность землетрясений в мантии, то причинами внутриплитовых землетрясений в погружающейся плите

должны оставаться напряжения, возникающие в результате ее движения в мантийных толщах и внутренних метаморфоз.

В данной работе на основе известных механизмов очагов землетрясений рассматриваются особенности поля тектонических напряжений внутри погружающейся в верхнюю мантию Тихоокеанской литосферной плиты в пределах южной части Курило-Камчатской зоны субдукции.

В отличие от других работ, основанных на механизмах очагов землетрясений, здесь реконструкция поля тектонических напряжений проводится в системе отчета, связанной с ориентацией в пространстве субдуцирующей плиты. Такой подход позволяет верно оценить тип сейсмодислокаций и напряженного состояния среды в плоскости наклонной пластины, избавившись от эффектов переноса трехмерного пространства на поверхность геоида, но при этом не усложняя рассмотрение до трехмерной модели, поскольку в первом приближении, наиболее доступном с учетом возможностей сейсмологических сетей, сейсмогенерирующая область в зоне субдукции остается плоской, по крайней мере, на некоторых ее участках. Помимо исследования напряженного состояния зоны субдукции в работе оцениваются преимущества и недостатки предлагаемого подхода.

Сейсмичность и тектоника исследуемого региона

Курило-Камчатский регион входит в состав тихоокеанского сейсмического пояса и характеризуется большой контрастностью и интенсивностью тектонических движений, высоким уровнем сейсмичности и активным вулканизмом [Тараканов и др., 1977]. Очаги землетрясений здесь образуют зону Беньофа с плавным понижением глубины от поверхности на внешнем относительно островов склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба до наиболее глубоких событий с эпицентрами в Охотском и Японском морях.

Большая часть землетрясений, включая почти все наиболее сильные, происходит в сейсмогенной зоне [Балакина, 1995], расположенной в полосе непосредственно под

желобом и островной дугой на глубинах от поверхности до 150–200 км. Большинство происходящих событий уже в пределах этой зоны на глубинах до 55 км, включая наиболее значительные, относится к области межплитового контакта Тихоокеанской и Охотоморской литосферных плит. Они происходят в условиях сжатия в направлении поперек островной дуги [Аверьянова, 1975; Злобин и др., 2011; Hayes et al., 2012] и классифицируются как надвиговые (поддвиговые). Хотя здесь возможны и иные типы сейсмодислокаций, что связано со сложным блоковым строением литосферы, в целом такая картина наблюдается для всего Курило-Камчатского участка контакта плит, за исключением его оконечностей на севере – где к нему примыкает Алеутская зона субдукции, и на юге – в Хоккайдском сегменте, граничащем с Японской островодужной системой.

Кроме межплитовых в этой широкой полосе происходят и внутриплитовые события, в том числе вдоль полосы на тихоокеанском склоне желоба – в зоне растяжения, обусловленной изгибом плиты [Astiz et al., 1988; Lay et al., 2011; Christova, 2015], а также непосредственно под островами на глубинах 80–150 км, где, вероятно, происходит обратный изгиб, который сопровождается дислокациями, классифицируемыми при проецировании на поверхность как взрез/пологий сброс с субвертикальной и субгоризонтальной нодальными плоскостями, в то время как относительно самой плиты они являются взбросами или сбросами в зависимости от того, происходят они в нижней, испытывающей растяжение, или в верхней, находящейся в состоянии сжатия, половине [Fujita, Kanamori, 1981; Astiz et al., 1988; Safonov et al., 2015].

Характер поля тектонических напряжений в данном поясе широко изучен как отечественными [Аверьянова, 1975; Балакина, 1995; Polets, Zlobin, 2014; и др.], так и зарубежными исследователями [Horiuchi et al., 1975; Fujita, Kanamori, 1981; Christova, 2015; и др.].

Ниже упомянутого пояса наиболее активных сейсмических процессов количество

регистрируемых очагов землетрясений резко падает (рис. 2), что может быть связано с процессом частичного плавления вещества, которое, поднимаясь к поверхности, служит источником активного вулканизма. Тем не менее глубоководные землетрясения продолжают фиксироваться на больших глубинах. Особенно заметный пояс сейсмичности отмечается по эпицентрам на 150–250 км северо-западнее первой сейсмогенной зоны (рис. 1). Этот пояс, разбиваясь на отдельные кластеры, протягивается от западного побережья Камчатки с глубин более 600 км, где произошло знаменитое Охотоморское землетрясение 2013 г. $M = 8.3$ [Чебров и др., 2013; Polets, Zlobin, 2017] и еще несколько сильных событий, к глубинам 200–250 км у северной оконечности Хоккайдо, выполаживаясь и вызывая тем самым уменьшение угла наклона сейсмофокальной зоны с $45\text{--}50^\circ$ до $30\text{--}35^\circ$.

Третий пояс сейсмичности намечается около предельных глубин 550–630 км под территорией центральной части о. Сахалин, Татарским проливом и северной частью Приморья. Здесь известны очаги нескольких довольно сильных землетрясений.

Несколько иное строение Хоккайдского сегмента Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, граничащего в районе п-ова Осима с сегментом Тохоку Японо-Идзу-Бонинской сейсмофокальной зоны. Здесь в южной части Хоккайдо происходит разворот субдуцирующей плиты, при этом угол ее погружения достаточно резко меняется от $40\text{--}45^\circ$ под южными Курилами к $20\text{--}30^\circ$ под Японской дугой. Было установлено [Hasegawa, Takagi, 1987; Christova et al., 2006], что сейсмофокальная зона под северным Хонсю и всей территорией Хоккайдо имеет двухплоскостную структуру с растяжением вдоль падения в верхней пластине и сжатием по падению в нижней. В восточной и северной частях Хоккайдо верхняя плоскость прослеживается примерно до 120 км, в то время как в северной части Японской сейсмофокальной зоны ее можно проследить до 150 км. Глубже остается нижний слой, продолжающий погружение на северо-восток в направлении побережья Приморья до глубин в 350–450 км, причем

наличие сильных землетрясений с известными механизмами очага, хоть и в небольшом количестве, дает возможность оценить напряженное состояние этой самой южной глубокой части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны.

В рамках данной работы рассматривается юго-западная часть Курило-Камчатской зоны Бенъофа (рис. 1). На рис. 2 представлено распределение землетрясений этого района по глубине. Поскольку распределение событий по глубине в курильской и хоккайдской части района сильно различается, часть событий юго-западнее пунктирной линии на рис. 1 показана отдельно. Как видно из рисунка, большая часть землетрясений действительно сосредоточена на глубинах до 100 км. Бимодального распределения событий, как отмечается для совокупности всех подобных регионов [Didenko, Kuzmin,

2018], здесь не наблюдается. Возможно, это связано с тем, что для событий Курило-Охотского региона стандартная глубина гипоцентра в случаях, когда нет возможности уточнить значение, принимается в 33 км, а для континентальных регионов – 10 км. Для изучаемого региона такие глубины нехарактерны.

В Курильской части района после спада количества событий на глубинах до 200 км их число стабилизируется и на глубинах 300–400 км несколько увеличивается, хотя максимум на глубине 400 км выделяется слабо, поскольку средняя глубина событий плавно уменьшается к флангу сейсмофокальной зоны (рис. 1). Значительного пика, характерного для среднего по планете распределения количества событий [Родкин, Рундквист, 2017; Didenko, Kuzmin, 2018], на глубинах 500–600 км не наблюдается,

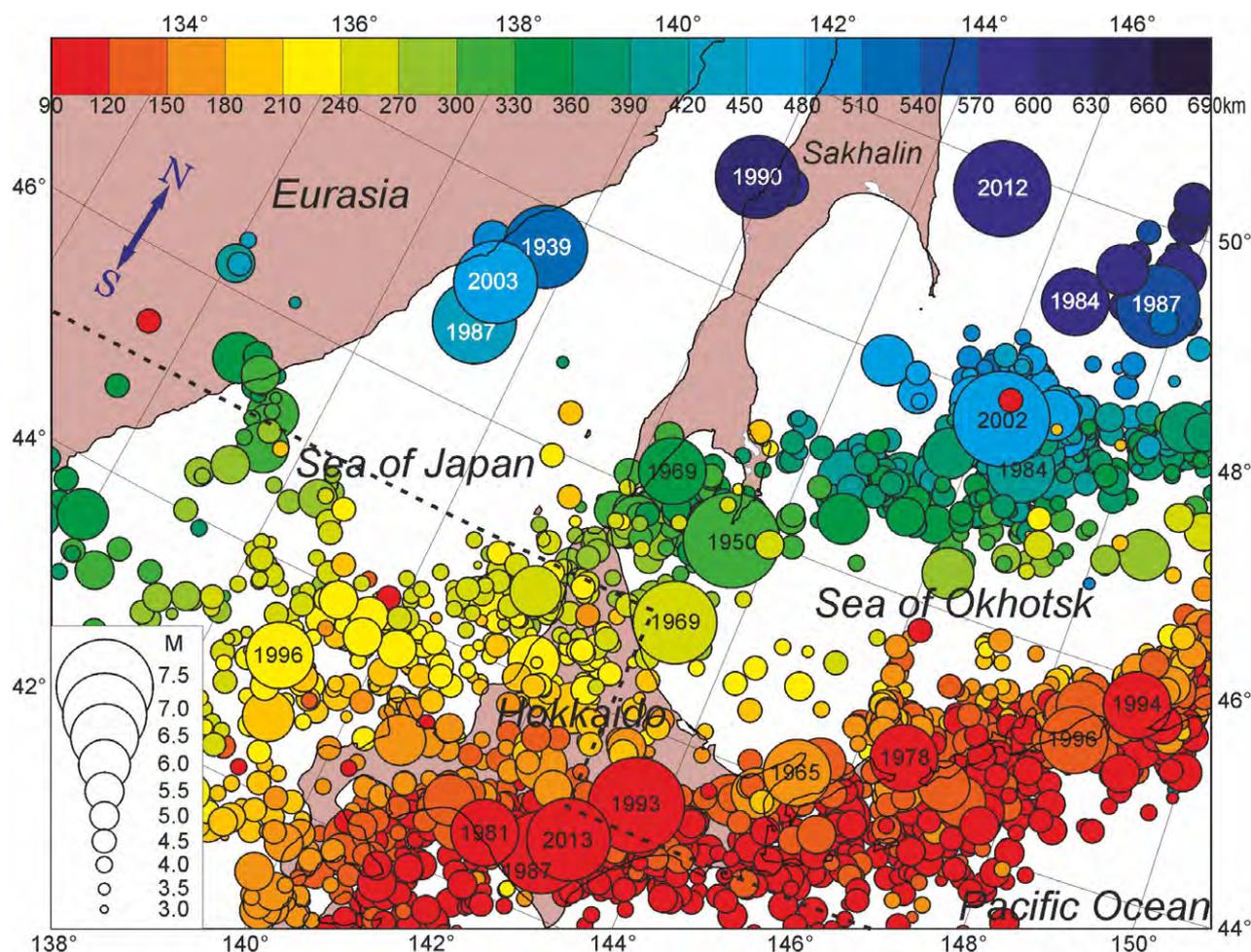


Рис. 1. Южная часть Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Показаны эпицентры землетрясений по данным каталога USGS с 1924 по 2018 г. с глубиной гипоцентра более 90 км. Пунктиром отделены события, условно отнесенные к хоккайдскому сегменту.

хотя землетрясения здесь регистрируются. Это можно объяснить слабыми регистрационными возможностями региональных сетей в сравнении с областями с меньшими глубинами, близкими к Японии, где возможности для регистрации существенно выше. Такое объяснение может оказаться корректным, поскольку сильные землетрясения здесь происходят, а значит, в соответствии с законом Гуттенберга–Рихтера, должны быть и слабые. В хоккайдской части района нижний максимум сейсмичности приходится на глубину 260–270 км.

В данной работе анализ поля тектонических напряжений производится на территории в пределах границ 43–50° с.ш. и 135–148° в.д. (исследуемый район показан далее на рис. 4). Внимание сосредоточено на землетрясениях с глубиной очага более 200 км. Большинство этих событий расположено во втором из описанных выше сейсмогенных поясов. Их эпицентры, начиная со средней части Охотского моря, проходят под северо-западной частью Курильской котловины, далее к югу от о. Сахалин, под северной частью о. Хоккайдо в Японское море.

Исследованием напряженного состояния среды в данном районе на основе механизмов очагов землетрясений занимались различные авторы, в основном по данным о единичных очагах землетрясений. Решения на основе групповых механизмов очагов, полученные в статье [Nogiuchi et al., 1975], показывают вдоль всей дуги на больших глубинах напряжения сжатия вдоль падения. В [Glennon, Chen, 1993] на основе анализа 27 механизмов очагов с глубиной более 200 км делается вы-

вод о преобладании растягивающих напряжений в южной части Курило-Камчатской зоны до глубин в 450 км и сжатии ниже. В работе [Christova, 2015] для изучаемого района показан сложный характер поля напряжений, меняющийся вдоль дуги от растяжения на юге (центральная часть изучаемого района) до сжатия в центре сейсмофокальной зоны (северная часть изучаемого района). Авторы [Christova, Tsapanos, 2000] для южной части (под о. Хоккайдо) изучаемого района на глубинах 160–220 км выявили область растяжения в восточном направлении почти горизонтально для верхней субдуцирующей пластины, а также привели направления главных осей напряжений для зоны субдукции севернее до глубин 450 км. В работе [Полец, 2018], выполненной по сходной с используемой здесь методике, показано на глубинах 300–400 км в районе между о. Хоккайдо и Сахалин преобладание геодинамического режима горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, однако классификация дается относительно горизонта, что затрудняет сравнение.

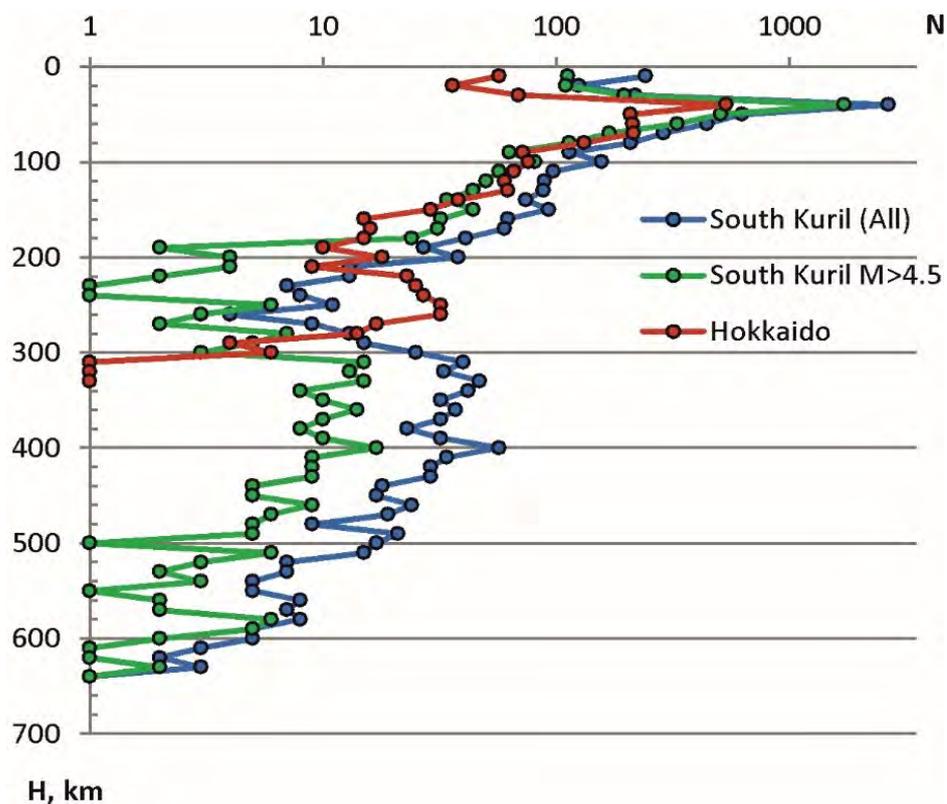


Рис. 2. Распределение числа землетрясений юго-западной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны по глубине для всех известных событий и для выборки, ограниченной магнитудой $M > 4.5$, согласно каталогу USGS с 1924 по 2018 г.

Исходные данные

Для реконструкции поля тектонических напряжений необходимы данные о механизмах очагов землетрясений исследуемого региона. В данном случае (рис. 1) наибольшее число землетрясений с известным механизмом очага доступно по каталогу агентства NIED (Япония) [Kubo et al., 2002], поскольку район к северу от Хоккайдо входит в область его интересов. С 1999 по 2018 г. доступно большое число решений тензора сейсмического момента широкого диапазона магнитуд (начиная с $M = 3.5$), однако в соответствии с требованиями методики магнитудный диапазон был несколько уменьшен, использовались события с $M_w \geq 4.3$. Полученный каталог был дополнен событиями по данным ИМГиГ ДВО РАН [Каталог... , 2011] (с 1964 г.) и GlobalCMT [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012] (с 1980 г.).

Поскольку диапазон магнитуд событий, одновременно используемых в расчетах, должен быть по возможности узким, верхнее значение магнитуд событий с известными механизмами очага также было ограничено $M_w = 6.3$. Таким образом, с 1964 по 2018 г. для исследуемых регионов глубиной от 200 км удалось выбрать 212 землетрясений с известными механизмами очага с $M = 4.3-6.3$ в северной части Японского и южной части Охотского морей.

Методика

При глубокофокусных внутриплитовых землетрясениях, в отличие от их приповерхностных аналогов, накопление тектониче-

ских напряжений происходит не в горизонтальном слое земной коры, ограниченном сверху поверхностью, а снизу пластичным асейсмическим слоем, – относительно тонкая пластина погружается в вязкое мантийное вещество под некоторым углом. Между тем методики классификации механизмов очага и напряженного состояния среды по-прежнему привязаны к поверхности. Большинство авторов учитывает данный момент при анализе подвижек в очагах землетрясений, связанных с наклонными сейсмофокальными зонами, однако тип напряженного состояния среды в некоторых работах, например в [Rebetsky, Polets, 2014; Полец, 2018], а также классификация сейсмодислокаций отдельных внутриплитовых механизмов, например в [Christova, 2015], по-прежнему привязаны к системе координат относительно поверхности. Для сравнения отличий на рис. 3. показаны стереограммы крупнейших землетрясений исследуемого района в проекции на поверхность Земли и на плоскость субдуцирующей плиты. Как видно из рисунка, при смене плоскости проецирования для многих событий меняется тип сейсмодислокации: события 1987, 1990 и оба события 2002 г., формально произошедшие в условиях преобладания растягивающих напряжений относительно горизонта, вдоль плоскости плиты оказываются надвиговыми, а событие 1972 г., напротив, меняет тип сейсмодислокации с пологого надвига на сброс.

В данной работе автор предпринимает попытку отказаться от привязки к поверхности Земли и перейти в рассмотрении напря-

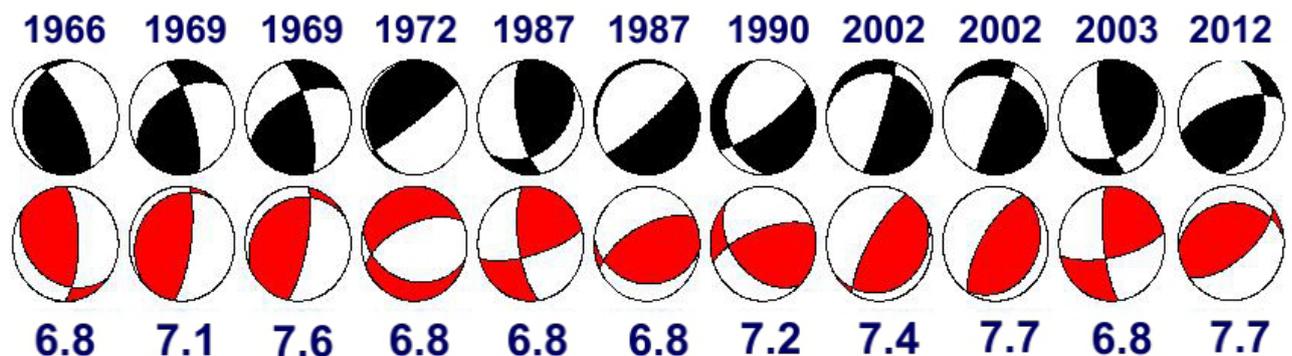


Рис. 3. Стереограммы механизмов очагов землетрясений южной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны с магнитудой $M = 6.8-7.7$ и глубиной очага более 200 км. Черный цвет – в проекции на поверхность геоида, красный – в проекции на условную плоскость субдуцирующей плиты.

женного состояния погружающейся плиты к системе с тремя векторами ориентировки: два лежат в условной плоскости плиты и направлены по падению плоскости и горизонтально, а третий ортогонален плоскости. Другими словами, система координат повернута так, что она связана с погружающейся плитой. Причем переход на эту систему производится не на этапе анализа реконструированного поля напряжений, как, например, в [Christova, 2015], а для исходных данных.

Чтобы выполнить такой разворот, необходимо определиться с направлением и углом погружения новой поверхности относительно поверхности Земли (для простоты будем считать обе поверхности плоскими).

Участок погружающейся плиты, связанный с юго-западной частью Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, выбран для анализа отчасти потому, что он относительно плоский (рис. 4). Простирающие изолинии глубины и угол погружения пластины на глубинах от 200 км изменяются в небольших пределах, потому можно спроецировать все землетрясения с известными механизмами очага на эту плоскость, как делается с коровыми событиями, проецируемыми на поверхность Земли. В расчетах автор ориентировался на значения модели Slab2 [Hayes, 2018]. Для плоскости принято направление простираения $\phi = -16^\circ$ и угол падения $\theta = 37^\circ$ (рис. 4). Эти значения являются средними для района севернее о. Хоккайдо.

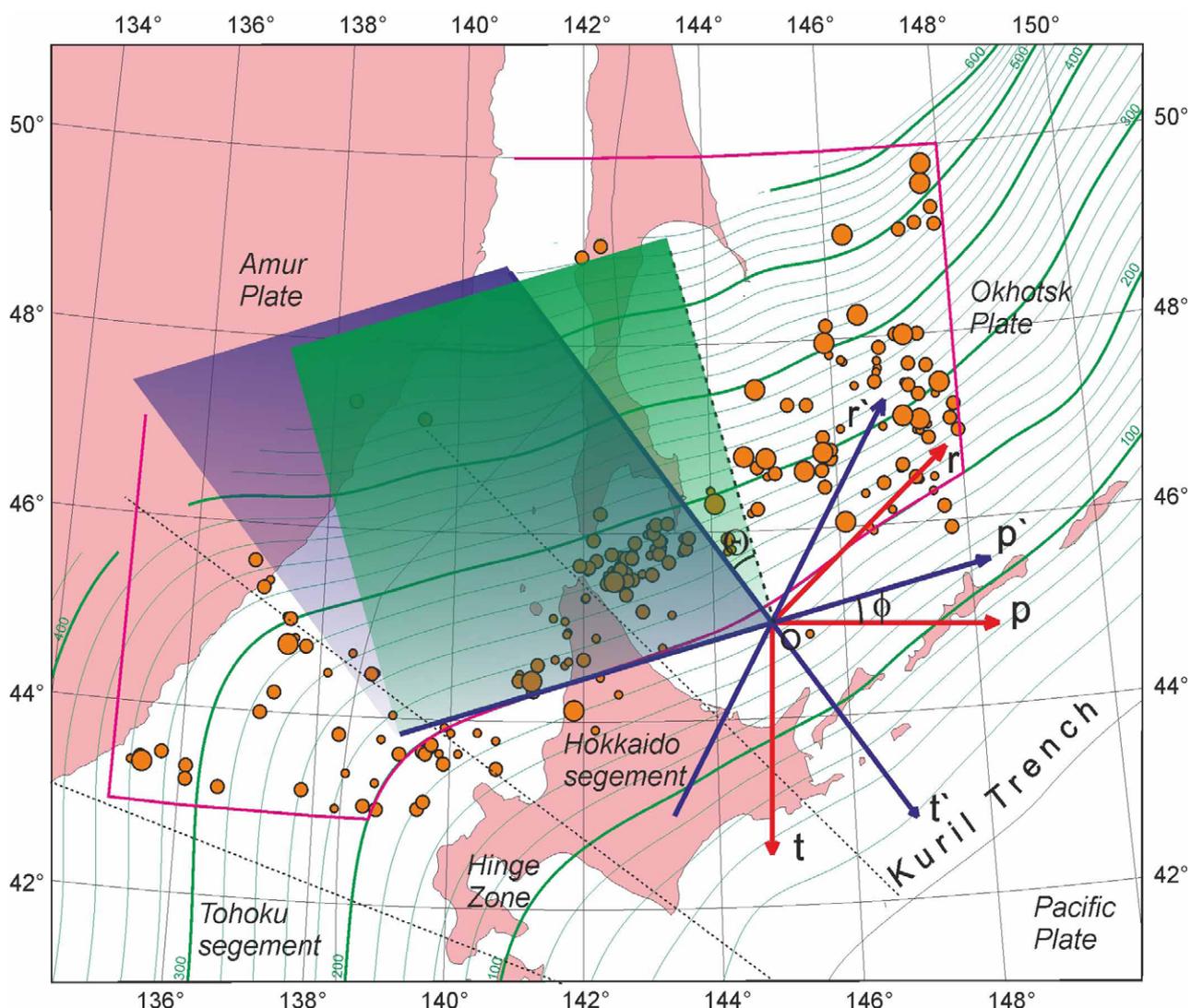


Рис. 4. Эпицентры землетрясений с известным механизмом очага, использованные в данной работе. Пурпурной линией ограничена примерная область интересов. Изолинии глубины зоны субдукции согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. Пояснения поворота координатной системы в тексте. Фиолетовым показана примерная ориентация условной плоскости вдоль субдицирующей плиты, зеленым – ее отражение на поверхность.

Сферические координаты механизмов очага связаны с направлением на север и вниз. Представление подвижки в очаге землетрясения в виде компонент тензора сейсмического момента привязано (Гарвардский стандарт, или USE) к направлениям верх (r), юг (t), восток (p). Для преобразований используется сходная координатная система, связанная с плоской поверхностью с началом координат в рассматриваемой точке. Новые векторы имеют направление вдоль оси вращения в плоскости горизонта (p'), вдоль условной плоскости падения снизу вверх (t') и ортогонально плоскости падения вверх (r') (рис. 4).

Для поворота механизма очага землетрясения в новую координатную систему необходимо дважды повернуть тензор момента либо векторы главных осей напряжений механизма очага (предварительно приведенных к прямоугольной системе координат), умножив на матрицу поворота R . Первый поворот осуществляется вокруг вертикальной оси r на угол φ , второй вокруг горизонтальной оси p' на угол θ .

$$M' = M * R_r * R_p, \quad (1)$$

где M = тензор момента очага землетрясения в старой системе отсчета, M' – в новой, R_r – матрица первого поворота, R_p – матрица второго поворота. Матрицы поворота вокруг оси координат:

$$R_r = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \varphi & -\sin \varphi \\ 0 & \sin \varphi & \cos \varphi \end{pmatrix}; \quad (2)$$

$$R_p = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta & 0 \\ \sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Следующим этапом должно стать приведение к новой системе отсчета координат гипоцентров. Эту процедуру можно также выполнить путем перевода географических координат в прямоугольную систему и дальнейшего умножения полученных значений координат каждого гипоцентра на матрицы поворота. Для дальнейших графических построений следует принять во внимание, что при проецировании географических объек-

тов на условную плоскость расстояние между точками равномерно увеличится по падению на величину

$$\delta L = 1 / \cos \varphi \cos \theta - 1, \quad (4)$$

что в нашем случае составляет примерно 30 %, это приводит к графическим искажениям на рисунке (рис. 5).

При повороте координатной системы наибольшим изменениям подвергается глубина очагов, которые приближаются к новой поверхности, в свою очередь восстановленной по их средней глубине. Разброс значений положения гипоцентров относительно условной плоскости составил примерно 100 км, что укладывается в параметры толщины погруженной пластины согласно модели Slab2 (в среднем около 130 км) [Hayes, 2018], однако, скорее всего, является следствием низкой точности определения глубины гипоцентров. В данной работе все гипоцентры землетрясений считаются спроецированными на условную плоскость, хотя гипоцентры некоторых использованных землетрясений лежат глубже. Поэтому в некоторых случаях появляются оценки поля напряжения за пределами рассматриваемой области, ограниченной глубиной в 200 км (рис. 4).

Метод катакластического анализа (МКА) совокупностей механизмов очагов землетрясений [Ребецкий, 1999, 2003] позволяет на I этапе сформировать на основе имеющихся данных однородную выборку механизмов очагов землетрясений, реализация которых повлияла на напряженное состояние среды в данной точке в интересующий отрезок времени. Выбор конкретных событий зависит от их положения, размера области упругой разгрузки среды для данного события (зависит от размера очага/магнитуды), а также выполнения необходимых условий однородности совокупной выборки, требующих упорядоченного распределения необратимых деформаций. Далее для каждой точки производится поиск такого тензора напряжений и сейсмодектонических деформаций, для которого диссипация внутренней упругой энергии была бы максимальной. Другими словами, найденный эллипсоид напряжений должен

насколько возможно полно соответствовать очагам реализовавшихся землетрясений, связанных с полем тектонических напряжений в данном месте.

Для реконструкции поля тектонических напряжений изучаемая территория покрыта сеткой точек (кластеров) с шагом 20 км по

простирацию и по падению условной плоскости. Для каждой точки проведен расчет поля тектонических напряжений по методике катакластического анализа. Расчет всего поля кластеров проводился в три итерации с постепенным уменьшением минимального количества событий в выборке механизмов

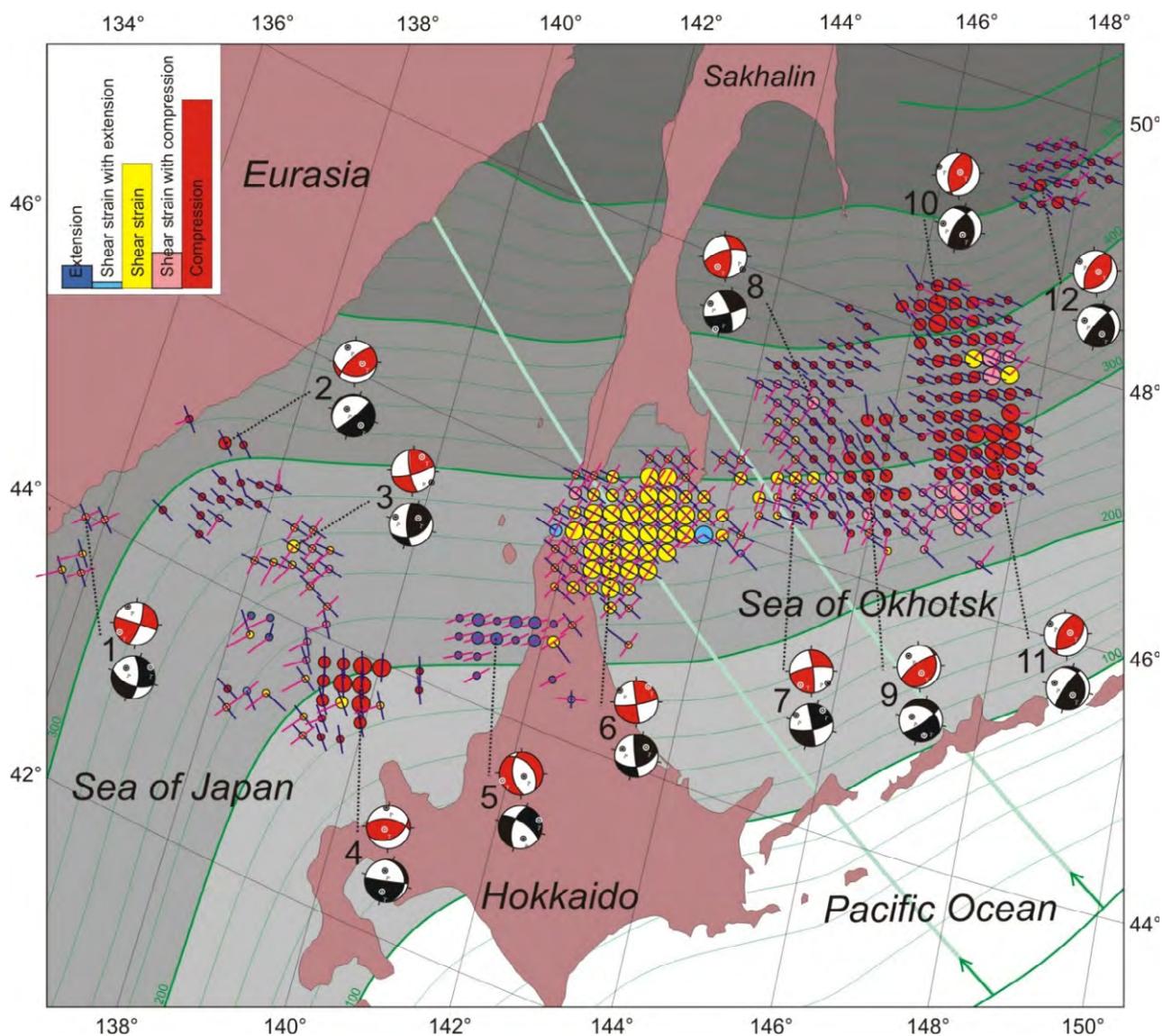


Рис. 5. Проекция на условную плоскость ($p-t$) осей главных минимальных сжимающих напряжений σ_1 (красные отрезки) и максимальных сжимающих напряжений σ_3 (синие отрезки) и тип напряженного состояния относительно субдицирующей плиты. Центр окружности соответствует точке, для которой рассчитано поле напряжений, цвет – типу напряженного состояния (синий – растяжения, голубой – растяжения со сдвигом, желтый – сдвига, розовый – сжатия со сдвигом, красный – сжатия). Размер уменьшается по мере увеличения номера итерации расчета с 1 до 3. Оси главных напряжений построены в направлении погружения (в сторону нижнего полупространства), длина отрезка пропорциональна косинусу угла погружения, при угле погружения менее 18° отрезок пересекает узел. Показаны только оси напряжений, чей угол с плоскостью составляет не более 60° . Зелеными линиями показаны изолинии глубины зоны субдукции согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. Зеленые стрелки – направление погружения Тихоокеанской плиты согласно современным моделям [Kogan et al., 2011], продольжающие их линии – проекция направления погружения на условную плоскость. Показаны стереограммы характерных механизмов очагов, соответствующих полю напряжений в данной точке: красные – в проекции на условную плоскость, черные – в проекции на поверхность геоида (см. таблицу). На врезке – относительное распределение количества кластеров по типам напряженного состояния.

от 6 событий в первой итерации до 4 в третьей, также несколько увеличивалась область осреднения.

Результаты и обсуждение

В южной части Охотоморского региона большая часть полученных кластеров реконструированного поля напряжений (рис. 5) группируется вдоль главной полосы глубокофокусной сейсмичности, протягивающейся от широты п-ова Камчатка на юго-запад в сторону о. Хоккайдо с постепенным уменьшением глубины гипоцентров с 600 до 200 км. Как видно из рис. 5 и особенно из диаграммы (рис. 6), южная часть Курило-Камчатской субдуцирующей плиты находится в условиях горизонтально сжатия, направленного почти строго вдоль направления погружения плиты в мантию. Это можно считать подтверждением вывода, который впервые получен более полувека назад [Isacks et al., 1968]: основной причиной напряжений внутри субдуцирующей плиты является сопротивление мантии ее движению. При этом направление σ_3 несколько отклоняется от направления погружения плиты у поверхности к востоку. Возможно, это связано с тем, что край субдуцирующего сегмента Тихоокеанской плиты изогнут, ее фланг выполаживается и расширяется в сторону от направления

погружения, поэтому направления движения плиты у поверхности и в глубине не вполне совпадают. Направление оси растяжения σ_1 в северной части района близко к вертикали, однако по мере движения на юг становится горизонтальным, азимут ее простирания в основном перпендикулярен движению пластины. Это также может являться следствием растяжения фланга данного сегмента погружающейся плиты.

Кластеры реконструированного поля напряжений группируются в отдельные области, сходные с выделенными в работе [Christova, 2015] и различающиеся типом напряженного состояния. Самые северные группы (8–12, рис. 5) находятся в состоянии сжатия относительно условной плоскости, области к востоку и югу от южной части о. Сахалин (6–7, рис. 5) – в состоянии сдвиговых напряжений. Под северной частью о. Хоккайдо выделяется группа кластеров в условиях растяжения (5, рис. 5). Возможно, это нижняя часть верхней пластины, относящейся к Хоккайдскому сегменту двойной субдуцирующей плиты. Как отмечено в работе [Christova, Tsapanos, 2000], эта пластина находится в условиях растяжения. Несколько групп кластеров в северной части Японского моря показывают разные типы напряженного состояния (рис. 5). Две северные (2–3, рис. 5) находятся в условиях со-

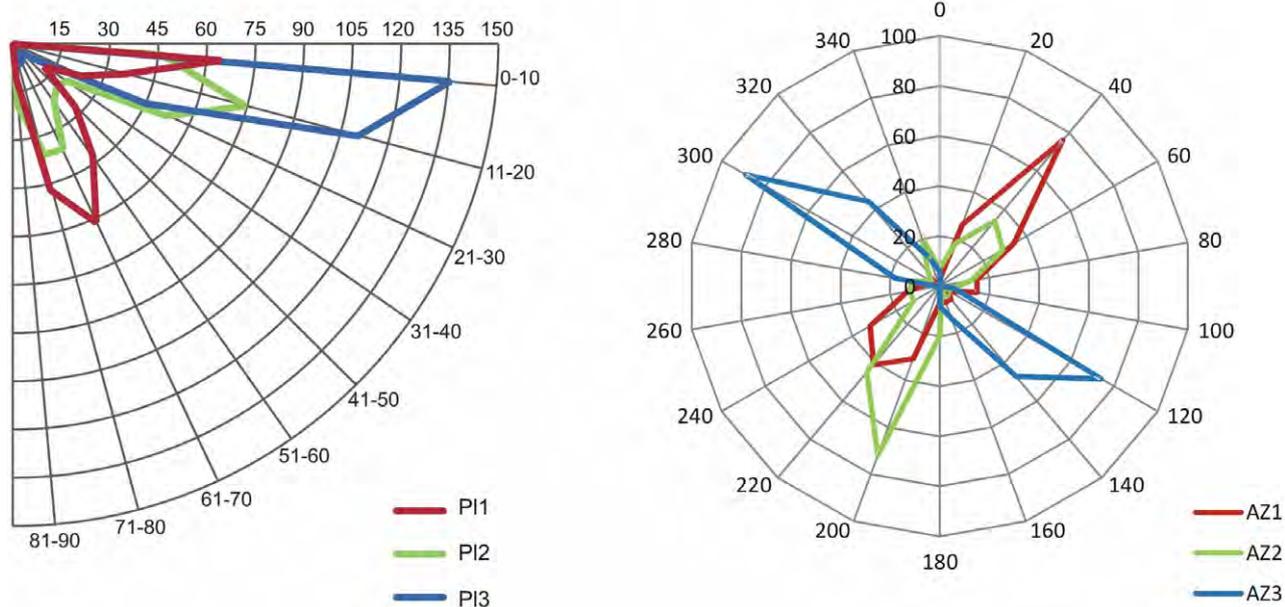


Рис. 6. Распределение кластеров (рис. 5) по углу наклона главных осей напряжений относительно условной плоскости и азимуту относительно ее падения.

ответственно сжатия и сдвига и по направлению осей главных напряжений сопоставимы с группами, находящимися на той же глубине восточнее. Эти две группы скорее всего принадлежат самому западному участку Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Расположенная южнее группа больших кластеров в условиях сжатия (4, рис. 5) и малые кластеры с меняющимся типом сейсмодислокации, судя по преимущественному направлению осей главных напряжений, могут относиться к соседней сейсмофокальной зоне либо находиться под ее влиянием.

Для наглядности на рис. 5 показаны стереограммы механизмов очагов, соответствующие некоторым отдельным кластерам реконструированного поля напряжений. Для их построения были выбраны кластеры, принадлежащие разным группам, относящиеся к возможно ранней итерации расчета (более высокая надежность) и отражающие наиболее типичное для данной группы состояние поля напряжений. Показана стереографическая проекция нижней полусферы на условную плоскость и на поверхность геоида. Параметры последнего варианта показаны в таблице.

Посмотрим, как ведет себя получаемый при реконструкции поля напряжений коэф-

фициент Лодэ–Надаи μ , определяющий вид тензора напряжений в расчетных точках. В большинстве кластеров (64 %) его значения лежат вблизи нулевой отметки (в диапазоне $-0.2 < \mu < 0.2$), соответствующей чистому сдвигу, однако в 32 (10 %) они превышают 0.2, т.е. приближаются к значениям при состоянии одноосного сжатия, в 82 кластерах (26 %) значения $\mu < -0.2$, т.е. смещены в сторону одноосного растяжения. Как правило, это кластеры на участках, где происходит резкое изменение направления одной из главных осей напряжений. Области отличных от 0 значений коэффициента Лодэ–Надаи могут соответствовать областям нестабильного состояния поля тектонических напряжений. Кроме того, для суммирования использовались механизмы очагов землетрясений в приближении двойного диполя из различных источников, полученные по разной методике в большом интервале времени и могущие включать решения разной надежности. Отличные от 0 коэффициенты Лодэ–Надаи могут свидетельствовать о том, что механизмы очага в данной выборке значительно отличаются друг от друга, хотя и соответствуют критериям однородности. Таким образом, значения μ также могут характеризовать надежность результатов.

Параметры напряженного состояния юго-западной части Курило-Камчатской зоны субдукции (относительно поверхности геоида) в точках, показанных на рис. 5

| № | с.ш. | в.д. | Глубина, км* | σ_1 | | σ_2 | | σ_3 | | μ | Тип напряженного состояния** |
|----|------|-------|--------------|------------|-----|------------|-----|------------|-----|-------|------------------------------|
| | | | | PL1 | AZ1 | PL2 | AZ2 | PL3 | AZ3 | | |
| 1 | 44.0 | 135.7 | 324 | 7 | 41 | 47 | 139 | 42 | 305 | 0.13 | Сдвиг |
| 2 | 45.0 | 137.2 | 308 | 38 | 125 | 3 | 32 | 52 | 298 | 0.30 | Сжатие |
| 3 | 44.5 | 138.5 | 256 | 50 | 30 | 35 | 175 | 18 | 278 | 0.73 | Сдвиг |
| 4 | 43.8 | 139.8 | 195 | 40 | 184 | 16 | 81 | 46 | 334 | 0.39 | Сжатие |
| 5 | 44.5 | 141.4 | 212 | 7 | 52 | 49 | 315 | 40 | 148 | 0.01 | Растяжение |
| 6 | 45.7 | 142.5 | 268 | 36 | 32 | 43 | 163 | 26 | 281 | -0.09 | Сдвиг |
| 7 | 46.6 | 144.8 | 298 | 12 | 21 | 70 | 147 | 15 | 287 | 0.48 | Сдвиг |
| 8 | 47.2 | 144.9 | 357 | 5 | 192 | 69 | 89 | 20 | 284 | 0.37 | Сжатие со сдвигом |
| 9 | 46.8 | 145.8 | 297 | 25 | 154 | 29 | 50 | 50 | 278 | 0.02 | Сжатие |
| 10 | 48.2 | 146.3 | 426 | 59 | 145 | 24 | 9 | 19 | 270 | 0.02 | Сжатие |
| 11 | 47.3 | 147.5 | 290 | 55 | 131 | 16 | 18 | 31 | 278 | 0.04 | Сжатие |
| 12 | 49.3 | 147.5 | 505 | 50 | 144 | 23 | 23 | 30 | 278 | 0.30 | Сжатие |

*Глубина погружающейся поверхности согласно модели Slab 2 [Hayes, 2018].

**Тип напряженного состояния относительно условной плоскости.

μ – коэффициент Лодэ–Надаи, определяющий вид тензора напряжений в расчетных точках.

Заключение

По данным о механизмах очагов глубоководных землетрясений с эпицентрами в южной части Охотского и северной части Японского морей удалось реконструировать поле напряжений на юго-западном фланге Курило-Камчатской зоны субдукции на глубине 200–500 км. Для реконструкции использовался каталог механизмов очагов землетрясений различных источников с 1966 по 2018 г., включающий 212 событий магнитудного диапазона $M = 4.3\text{--}6.3$. Этого каталога оказалось достаточно для оценки напряженного состояния наиболее сейсмически активной полосы землетрясений, плавно поднимающейся с глубины 500 км на северо-востоке изучаемого района до глубины 200 км под Хоккайдо, а также нескольких участков на юго-западной границе Курило-Камчатской зоны субдукции в Японском море.

Рассмотрение механизмов очага велось относительно прямоугольной системы координат, лежащей двумя осями по падению и простиранию условной плоскости, примерно совпадающей с положением субдуцирующей плиты под южной частью Охотского моря. Для реконструкции оптимального собранного данным состояния поля тектонических напряжений использовался первый этап метода катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого.

Ось главного напряжения сжатия почти на всех участках сейсмофокальной зоны примерно совпадает с направлением погружения Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую с небольшим отклонением в сторону фланга зоны субдукции. Если это направление сжатия отражает сопротивление мантии движению плиты, можно предположить, что на глубине юго-западный фланг Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны смещается к югу по мере погружения. Это соотносится с геометрией сейсмофокальной зоны, погружающейся под территорию Приморья.

Ось главного напряжения растяжения на всех участках перпендикулярна движению плиты. В северо-восточной и северо-западной, наиболее глубоких частях изучаемой

области, она перпендикулярна и условной плоскости, что обеспечивает напряженное состояние сжатия относительно нее. Южнее и на меньших глубинах отмечены участки напряженного состояния сдвига, где ось растяжения параллельна условной плоскости. Возможно, такое направление оси растяжения вызвано удлинением фланга субдуцирующей плиты в юго-западном направлении.

Под территорией северного Хоккайдо обнаружен район, находящийся в условиях растяжения относительно условной плоскости, причем ось растяжения по направлению простирания заметно отличается от оси растяжения соседних областей. К юго-западу от этого участка расположен участок в состоянии сжатия, ось которого также заметно отличается от соседних, зато перпендикулярна оси растяжения участка, упомянутого выше. Возможно, таким образом спроецировались на модельную плоскость два участка двойной сейсмофокальной зоны, расположенной под территорией Хоккайдо, имеющие противоположные типы напряженного состояния. Для уточнения необходимо изучить механизмы очага меньшей глубины.

В северной части Японского моря можно отметить группы кластеров севернее 44° с.ш., соответствующие направлению поля напряжений на других участках и, по всей видимости, принадлежащие Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне, и южнее 44° с.ш., которые, вероятно, не принадлежат ей. Это позволяет предположить положение границы Курило-Камчатской и Японо-Идзу-Бонинской сейсмофокальных зон. Граница хорошо соотносится и с перегибом изолиний глубины землетрясений.

Использованная методика рассмотрения механизмов очагов землетрясений с предварительной сменой координатной системы для механизмов очагов и положения их гипоцентров показала себя излишне сложной и неудобной. Затруднен анализ результатов, привязка к географическим объектам требует обратного пересчета координат, как и сравнение с результатами других авторов. На участках, где изгиб сейсмофокальной зоны серьезно отличается от модельной плоскости, такой подход теряет смысл. По всей видимости, ре-

конструкция поля напряжений относительно поверхности геоида с последующей адаптацией осей напряжений и классификацией напряженного состояния относительно наклона зоны субдукции является более оправданной. В то же время использованный подход видится удобным в ситуациях, когда зона субдукции разделяется на параллельные слои, как, например, в сегменте Хоккайдо, или в области промежуточных глубин, где изгиб плиты порождает противоположные напряженные состояния ее слоев.

Список литературы

1. Аверьянова В. Н. *Глубинная сейсмоструктура островных дуг: северо-запад Тихого океана*. М.: Наука, 1975. 219 с.
2. Балакина Л.М. Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений // *Физика Земли*. 1995. № 12. С. 48–57.
3. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // *Докл. АН*. 2011. Т. 440, № 4. С. 527–529.
4. *Каталог механизмов очагов сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг.* / Л.Н. Поплавская, М.И. Рудик, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов. Владивосток: Дальнаука, 2011. 131 с.
5. Полец А.Ю. Напряженно-деформированное состояние зоны глубокофокусных землетрясений региона Японского моря // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2, № 4. С. 302–311. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.4.302-311
6. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций на основе современной теории пластичности // *Докл. АН*. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.
7. Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений = [Rebetskii Yu.L. Development of cataclastic analysis method of slip faults for estimation of value tectonic stresses] // *Докл. АН*. 2003. Т. 388, № 2. С. 237–241.
8. Родкин М.В., Рундквист Д.В. *Геофлюидогединамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза*. Долгопрудный: Интеллект, 2017. 288 с.
9. Тараканов Р.З., Левый Н.В., Ким Ч.У. Сейсмичность Курильского региона // *Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья*. Владивосток, 1977. С. 27–35.
10. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А., Кравченко Н.М., Матвеев Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В., Ландер А.В. Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой $MW = 8.3$ – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2013. № 1, вып. 21. С. 17–24.
11. Astiz L., Lay T., Kanamori H. Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1988. Vol. 53, N 1–2. P. 80–166. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90138-0](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90138-0)
12. Bridgman P. Volume change in the plastic stages of simple compression // *J. of Applied Physics*. 1949. Vol. 20. P. 1241–1251. <https://doi.org/10.1063/1.1698316>
13. Christova C.V. Spatial distribution of the contemporary stress field in the Kurile Wadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms // *J. of Geodynamics*. 2015. Vol. 83. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.11.001>
14. Christova C., Tsapanos T. Depth distribution of stresses in the Hokkaido Wadati-Benioff zone as deduced by inversion of earthquake focal mechanisms // *J. of Geodynamics*. 2000. Vol. 30, N 5. P. 557–573. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(00\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00009-0)
15. Christova C., Hirata N., Kato A. Contemporary stress field in the Wadati-Benioff Zone at the Japan-Kurile arc-arc junction (North Honshu, the Hokkaido corner and Hokkaido Island) by inversion of earthquake focal mechanisms // *Bull. of the Earthquake Research Institute*. 2006. Vol. 81. P. 1–18.
16. Didenko A.N., Kuzmin M.I. Deep-focus earthquakes: spatial patterns, possible causes and geodynamic consequences. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. Vol. 9(3). P. 947–965. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0378>
17. Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *J. of Geophysical Research*. 1981. Vol. 86. P. 2825–2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825
18. Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. Vol. 200–201. P. 1–9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
19. Fujita, K., Kanamori, H., 1981. Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes // *Geophysical J. International*. July 1981. Vol. 66, N 1. P. 131–156. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb05950.x>
20. Glennon M.A., Chen W-P. Systematics of deep-focus earthquakes along the Kuril-Kamchatka arc and their implications on mantle dynamics // *J. of Geophysical Research*. 1993. Vol. 98. P. 735–769. <https://doi.org/10.1029/92JB01742>
21. Hasegawa A., Takagi A. Comparison of Wadati-Benioff zone geometry and distribution of earthquake generating stress beneath northeastern Japan and those beneath western South America // *The Science Reports of the Tohoku University. Ser. 5, Tohoku Geophysical J.* 1987. Vol. 31, N 1. P. 1–18.

22. Hayes G. Slab2 – A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: *U.S. Geological Survey data release*. 2018. <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.
23. Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries // *J. of Geophysical Research: Solid Earth*. 2012. Vol. 117(B1). <https://doi.org/10.1029/2011JB008524>
24. Horiuchi S., Koyama J., Izutani Y., Onodera I., Hirasawa T. Earthquake Generating Stress in the Kurile-Kamchatka Seismic Region Derived From Superposition of P-wave Initial Motions // *The Science Reports of the Tohoku University*. Ser. 5, *Tohoku Geophysical J.* 1975. Vol. 23, N 2. P. 67–81.
25. Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics // *J. of Geophysical Research*. 1968. Vol. 73, N 18. P. 5855–5899. <https://doi.org/10.1029/JB073i018p05855>
26. Kirby S.H. Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes // *J. of Geophysical Research: Solid Earth*. 1987. Vol. 92(B13). P. 13789–13800. <https://doi.org/10.1029/JB092iB13p13789>.
27. Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblou G.M., Levin B.W., Prytkov A.S. The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 36(8). <https://doi.org/10.1029/2011GL046855>
28. Kubo A., Fukuyama E., Kawa H., Nonomura K. NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 356, N 1. P. 23–48. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00375-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00375-X)
29. Lay T., Ammon C.J., Kanamori H., Kim M.J., Xue L. Outer trench-slope faulting and the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // *Earth, Planets and Space*. 2011. Vol. 63, N 7. P. 713–718. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.006>
30. Polets A.Y., Zlobin T.K. Estimation of the stress state of the Earth's crust and the upper mantle in the area of the Southern Kuril Islands // *Russian J. of Pacific Geology*. 2014. Vol. 8, N 2. P. 126–137. doi:10.1134/S1819714014020067
31. Polets A.Y., Zlobin T.K. Tectonic stress field analysis of the northern part of the Kuril–Okhotsk region before the May 24, 2013 deep-focus earthquake // *Russian J. of Pacific Geology*. 2017. Vol. 11, N 1. P. 64–72. doi:10.1134/S1819714017010055
32. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5(2). P. 469–506. (In Russ.). doi:10.5800/GT2014520137
33. Safonov D.A., Konovalov A.V., Zlobin T.K. The Urup Earthquake Sequence of 2012–2013 // *J. of Volcanology and Seismology*. 2015. Vol. 9, N 6. P. 402–411. doi:10.1134/S074204631506007X

Сведения об авторе

САФОНОВ Дмитрий Александрович (ORCID 0000-0002-2201-2016), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмологии – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, программист отдела сводной обработки сейсмологических данных – СФ ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск.