

УДК 550.34:551.242

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИКА КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

© 2011 г. Г. П. Авдейко, А. А. Палуева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9, e-mail: gavdeiko@kscnet.ru

Поступила в редакцию 10.12.2008 г.

На основании ретроспективного анализа последовательности проявления и локализации гипоцентров землетрясений, а также соотношения их с морфоструктурами континентального склона Восточной Камчатки проведено сейсмотектоническое районирование Камчатской зоны субдукции. В зоне ортогонального взаимодействия Тихоокеанской и Охотской плит в надвинутом (нависающем) крае Охотской плиты выделено 10 сегментов, разделенных сейсмоактивными сдвигами. В пределах сегментов выделено по 2 или 3 сейсмоактивных надвиговых блока. Такой характер субдукции соответствует клавишно-блоковой модели Л.И. Лобковского и Б.В. Баранова. Предложена модель сегментации и формирования надвиговых блоков в результате неравномерного сцепления между субдуцируемой Тихоокеанской и нависающей Охотской плитами. По этой модели и сегментация, и формирование надвиговых блоков обусловлены неравномерностью сцепления плит за счет неровностей рельефа поддвигаемой плиты. В рельефе надвиги выражены подводными возвышенностями и террасами, которые являются показателем того, что в этом месте может произойти цунамигенерирующее землетрясение. Максимальное число сильных землетрясений с магнитудой 7 и более локализовано в зоне резкого изгиба Тихоокеанской плиты, где угол поддвигания увеличивается с 10° – 12° до 50° – 51° , что соответствует фронтальной (тектонической) дуге, маркируемой положительной гравитационной аномалией в свободном воздухе и в изостатической редукции.

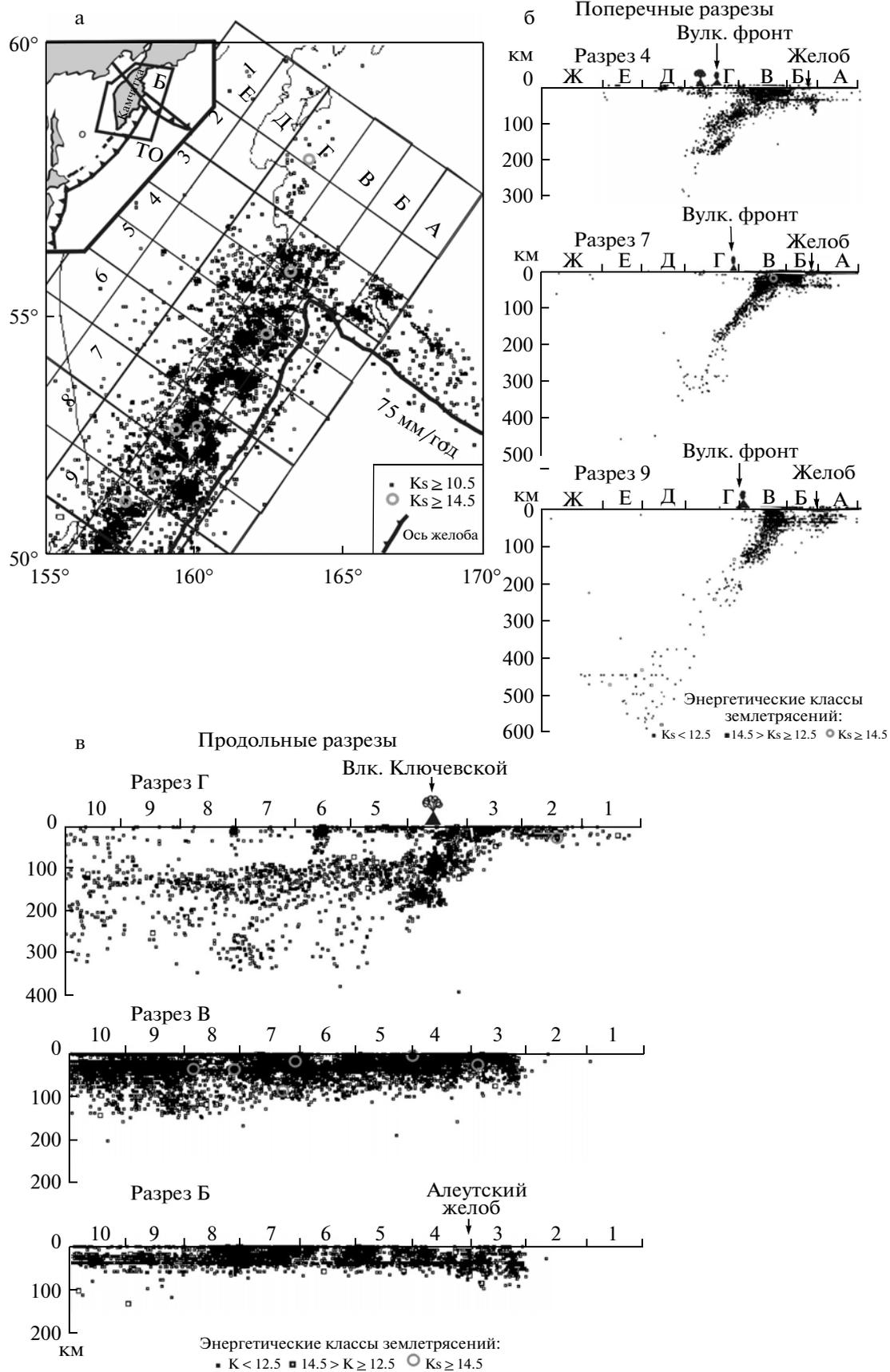
ВВЕДЕНИЕ

Изучение динамики взаимодействия литосферных плит имеет большое значение как для понимания строения зон субдукции геологического прошлого и выработки критериев их палеотектонических реконструкций, так и для прогноза места и времени сильных землетрясений. Камчатка и западная часть Алеутской дуги (рис. 1) являются весьма удобным регионом для этих целей, так как здесь наблюдается ортогональная субдукция Тихоокеанской плиты под Охотскую со скоростью схождения 7.5–7.8 см/год [Gorbatov, 1997] и трансформное взаимодействие Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит с Командорской микроплитой между ними.

Основную информацию о кинематике и динамике взаимодействия литосферных плит поставляют землетрясения, особенно сильные землетрясения с афтершоками. Сейсмофокальные зоны (СФЗ) как планетарные структуры на границе океан–континент широко известны, начиная с обобщающей работы В.Х. Беньофа [Benioff, 1954]. Первые данные об очаговой зоне землетрясений, наклонно погружающейся под Японские острова, были опубликованы К. Вадати в 1934 г., затем А.Н. Заварицкий [1946] опубликовал данные о наклонной зоне очагов землетрясений, по которой происходит надвигание материка на океаническое дно в районе Камчатки. Природа таких зон, называемых еще зонами Беньофа,

или Вадати-Беньофа, или Вадати-Заварицкого-Беньофа, получила свое объяснение в модели субдукции [Айзекс, 1974].

Строение сейсмофокальных зон рассматривалось в целом ряде работ. Ему было посвящено специальное совещание Межведомственного тектонического комитета и Комиссии АН по проблемам Мирового океана [Строение ..., 1987]. Геометрия СФЗ Камчатки, как единой структуры, достаточно подробно рассмотрена в ряде работ [Федотов и др., 1985; Тараканов, 1981; Селиверстов, 2007]. На примере Курило-Камчатской дуги С. А. Федотовым была разработана концепция сейсмических брешей и сейсмических циклов [Федотов, 1965, 1968], которая применяется для долгосрочного прогноза сильных землетрясений. Наличие сейсмических брешей, заполняемых афтершоками сильных землетрясений через определенные интервалы времени, свидетельствует о некоторой неоднородности строения (сегментации) вдоль СФЗ. Основываясь на этом, Л.И. Лобковский и Б.В. Баранов [1984] предложили клавишно-блоковую модель, подробно разработанную в последующих публикациях [Лобковский, 1988; Лобковский и др., 2004]. Суть ее заключается в том, что фронтальный край надвигаемой, в данном случае Охотской, плиты разбит продольными и поперечными разломами (сдвигами) на отдельные блоки-клавиши. При сильных землетрясениях блок, достигший предела напряженного состояния, скачкообразно перемещается в сторону глубоководного желоба, какое-



то время продолжает двигаться в том же направлении, а затем останавливается и начинает пассивно перемещаться в противоположную сторону вместе с поддвигаемой плитой до следующего накопления сейсмической энергии. Выдвигающийся против движения субдуцируемой плиты блок маркируется очаговой зоной афтершоков. При сильных землетрясениях движением могут быть охвачены два и более соседних блока. Эта модель отображает динамику взаимодействия литосферных плит в зоне субдукции и позволяет, на наш взгляд, более обоснованно прогнозировать время и особенно локализацию очагов сильных землетрясений.

Основываясь на этой модели, мы провели анализ местоположения гипоцентров, очаговых зон, последовательности появления сильных камчатских землетрясений с афтершоками и выделили сейсмоактивные разломы, в том числе надвиги, взбросы и сдвиги. Последние разделяют надвигающийся край Охотской плиты на сегменты, соответствующие блокам-клавишам модели Лобковского–Баранова [Авдейко и др., 1998, 2004].

Появление новых методов и технологий компьютерной обработки сейсмологических данных позволяет на новом уровне рассмотреть проблему кинематики и геодинамики взаимодействия литосферных плит в зоне субдукции, оценить связь сейсмических событий с тектоническим строением, выделить отдельные сейсмоактивные тектонические структуры. Так, использование ГИС-технологий позволило уточнить структуру сейсмофокальной зоны Камчатки [Селиверстов, 2007], а использование методики вращаемых блоков по программе *Maple 7* — уточнить местоположение и определить границы сейсмоактивных структур [Авдейко и др., 2004].

Проведенное в данной статье сейсмотектоническое районирование заключается в выделении сегментов (блоков-клавиш) и надвиговых блоков в нависающем крае Охотской плиты. Предложена модель формирования сегментов и надвиговых блоков при ортогональной субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА

Как было сказано выше, основную информацию о динамике взаимодействия литосферных плит дает анализ сейсмических событий. В работе использован каталог землетрясений Камчатки, составленный и пополняемый Камчатским филиалом Геофизиче-

ской службы РАН по наблюдениям региональной сети сейсмических станций. Каталог содержит данные о землетрясениях с 1962 г., когда начались детальные инструментальные наблюдения, и размещен в сети Интернет (http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min/index_r.htm#tops). Для оценки энергии землетрясений в каталоге применяется шкала энергетических классов K_s [Федотов, 1972].

Для выяснения тектонической приуроченности сейсмических очагов рассмотрены землетрясения не слабее 9-го класса, уверенно регистрируемые на исследуемой площади в пределах $50\text{--}57^\circ$ с.ш., $157\text{--}167^\circ$ в.д., — всего более 23000 событий за 45 лет детальных сейсмических наблюдений, начатых в 1962 г. [Селиверстов, 2007]. Точность определения координат эпицентров в среднем, не хуже чем 10–15 км, а глубины очагов в зависимости от расстояния до ближайшей сейсмостанции и скоростного разреза могут варьировать в пределах 20 км. При больших расстояниях между очагами и сетью станций возможны ошибки до 50 км. Следует подчеркнуть, что на практике обеспечивается более высокая точность взаиморасположения очагов землетрясений за счет постоянства сети наблюдений и методики обработки [Федотов и др., 1985]. Поэтому для анализа структурной приуроченности очагов землетрясений использованы данные по всем землетрясениям, а для более детальных построений выбраны те из них, точность определения глубины которых варьирует в пределах 10 км. Как правило, таких землетрясений около 50%. По более ранним, в основном сильным землетрясениям, произошедшим в XX веке, использовались данные каталога [Новый..., 1977] с магнитудной оценкой величины землетрясений.

За основу сопоставления сейсмоактивных структур с морфоструктурами континентального склона Восточной Камчатки принята батиметрическая карта Камчатско-Командорского региона [Селиверстов, 1998]. Эта карта составлена по результатам детальных работ научно-исследовательского судна (НИС) “Вулканолог” в 1977–1991 гг. и является наиболее подробной из всех, имеющихся для этого района.

Сейсмотектоническое районирование проводилось на основании анализа пространственного положения очагов землетрясений и последовательности сейсмических событий, в том числе и в анимационном режиме. С этой целью с помощью пакета программ *ArcView* и авторских программ были построены годовые карты эпицентров землетрясений за 1962–2006 гг., а при выявлении скоплений эпицентров, выстраивающихся в определенном порядке, —

Рис. 1. Сейсмичность Камчатской зоны субдукции и Алеутско-Камчатского сочленения.

а — карта эпицентров землетрясений с сеткой сейсмических разрезов; б — поперечные сейсмические разрезы; в — продольные сейсмические разрезы. На поперечных разрезах буквами обозначены пересечения с продольными разрезами, а на продольных разрезах цифрами — пересечения с поперечными разрезами. На врезке показано положение Тихоокеанской (ТО), Охотской (О), Берингийской (Б) литосферных плит и Командорской (К) микроплиты.

по месяцам (более 400 карт). Для семи сильных землетрясений, сопровождаемых афтершоками, и пяти роев землетрясений были построены аналогичные карты по часам, дням и неделям в течение от полугода до года в зависимости от продолжительности афтершокового процесса. Эти карты строились с целью анализа последовательности и пространственной приуроченности сейсмических событий. Рассмотрение сейсмических событий в анимационном режиме позволило реконструировать движения по отдельным разломам. Для выявления особенностей распределения очагов по глубине строились карты очагов землетрясений на разные горизонты (0–10, 10–20, 20–30, 30–40, 40–50, 50–100, 100–200, 200–300, 300–400, более 400 км), а также проводилось построение поперечных и продольных сейсмических разрезов по сетке, показанной на рис. 1.

Выполнение всех этих операций, несмотря на компьютерную обработку данных, является трудоемким, длительным процессом и не дает необходимую информацию для выявления приуроченности землетрясений к конкретным тектоническим структурам. Последнего недостатка лишена методика построения трехмерных вращаемых диаграмм с помощью пакета программ Maple 7. Эта методика позволяет вырезать отдельные блок-диаграммы, помещать в них гипоцентры всех или определенно выбранных землетрясений и путем вращения рассматривать землетрясения с любой стороны. Мы вырезали блок-диаграммы (объемные модели) для всего исследуемого района в координатах 51° – 57° с.ш. и 157° – 161° в.д. с землетрясениями $K_s \geq 9.5$ за весь период наблюдений, а также по годам (1962–2005). Более детальные блок-диаграммы участков проявления афтершоков сильных землетрясений и роев землетрясений строились как с учетом так и без учета их энергии землетрясений, а также с учетом последовательности афтершоков и роев землетрясений. На эти блок-диаграммы были нанесены береговая линия, местоположение глубоководного желоба и положение границы между поддвигаемой Тихоокеанской и нависающей Евразийской плитами. Положение плоскости подвига с Тихоокеанской стороны определяется положением глубоководного желоба, а со стороны Камчатки – верхней поверхностью зоны резкого изгиба (излома) [Лобковский, 1988; Лобковский и др., 1979] Тихоокеанской плиты на глубине 30–40 км, маркируемой увеличением числа и энергии землетрясений. Выделение этой границы позволяет анализировать отдельно землетрясения в пределах нависающего (надвигаемого) края Евразийской плиты и внутри Тихоокеанской плиты. Некоторые ограничения накладывает точность определения глубины очагов землетрясений.

При анализе движений по отдельным блокам мы использовали данные по механизмам очагов сильных землетрясений, определенных в Гарвардском университете (США). В работе С. Христовой [Christova, 2001], где обобщены данные 205 определений

механизмов очагов землетрясений по Камчатской зоне субдукции, показано, что на глубинах 0–40 км и 41–60 км наблюдается субгоризонтальное сжатие, соответствующее конвергентному ортогональному взаимодействию Тихоокеанской и Охотской плит.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При проведении сейсмотектонического районирования мы базировались на классических представлениях модели субдукции, на концепции сейсмических брешей и сейсмических циклов [Федотов, 1965, 1968], на взбросовом механизме очагов большого числа сильных землетрясений [Балакина, 1983; Лобковский и др., 1980] и на клавишно-блоковой модели [Лобковский и др., 1984], синтезирующей указанные выше концепции и модели.

Строение зоны субдукции является ключевым звеном в понимании динамики и механизма взаимодействия поддвигаемой и надвигаемой (нависающей) литосферных плит. Как было отмечено выше, структура сейсмофокальной зоны Камчатки достаточно подробно рассмотрена в ряде работ [Тараканов, 1981; Федотов и др., 1985; Авдейко и др., 2004; Селиверстов, 2007]. Наиболее полно ее строение как единой структуры представлено в работе [Селиверстов, 2007], выполненной на основе ГИС-технологий. В большинстве работ [Федотов, 1985; Авдейко и др., 2004; Селиверстов, 2007;] отмечается наличие субгоризонтальной ветви на глубинах до 50 км, которая протягивается полосой около 200 км между глубоководным желобом и восточным побережьем Камчатки. Глубже СФЗ имеет вид пластины толщиной 40–50 км, падающей под Камчатку с постоянным углом около 50° (см. рис. 1б). Исключение составляет зона Алеутско-Камчатского сочленения, где угол наклона падающего под Камчатку сейсмофокального слоя, измеренный по направлению движения Тихоокеанской плиты, на глубине 30–80 км составляет около 30° , а глубже падение становится круче, превышая 50° (см. рис. 1б, разрез 4). Аналогичная, но менее отчетливая картина, которая затушевывается наложением гипоцентров землетрясений Алеутского направления, наблюдается и на разрезах, построенных вкосте простирания СФЗ, которая изгибается на этом участке (см. рис. 1). Отклонение СФЗ к западу и уменьшение ее угла наклона объясняется нами поддвижением участка Тихоокеанской плиты с повышенной плавучестью за счет северо-западного продолжения поднятия Обручева [Авдейко и др., 1998, 2004]. Достоверность такого объяснения подтверждается моделированием субдукции океанических плато, асейсмичных хребтов и цепей подводных вулканов [Boutelier et al., 2003; Van Hunen et al., 2002].

Рассмотрим более подробно строение субгоризонтальной ветви СФЗ на всем ее протяжении вдоль Камчатки, где происходит непосредственно взаи-

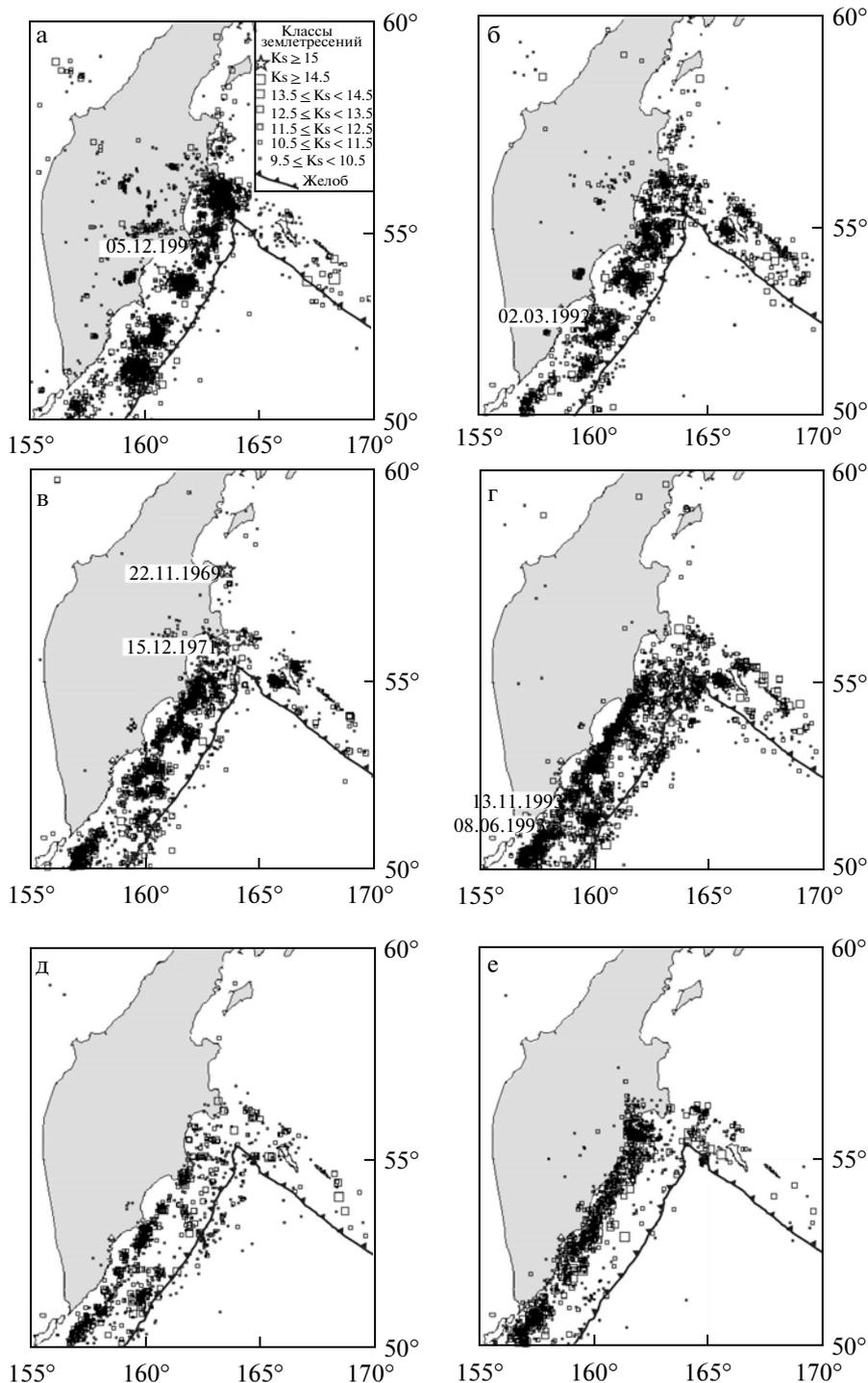


Рис. 2. Карты местоположения очагов землетрясений на разных глубинных горизонтах с датами сильных землетрясений ($M = 7.0-7.9$), произошедших за период детальных наблюдений, начиная с 1962 г.

Глубины горизонтов: а – 0–10 км, б – 10–20 км, в – 20–30 км, г – 30–40 км, д – 40–50 км, е – 50–100 км.

модействие между нависающей Евразийской плитой и подвигаемой Тихоокеанской плитой. На поперечных и продольных сейсмических разрезах (см. рис. 1) отчетливо видно, что большинство очагов всех землетрясений, произошедших за период инструментальных наблюдений, приурочено именно

к этой полосе. В пределах полосы максимум проявления плотности гипоцентров землетрясений и все сильные землетрясения с магнитудой $M > 7$, сопровождаемые афтершоками, локализованы в зоне пересечения субгоризонтальной и наклонной ветвей СФЗ (рис. 2). В структурном плане эта зона соответ-

стает резкому изгибу поддвигаемой Тихоокеанской плиты при упоре ее в Охотскую плиту. Такой резкий изгиб поддвигаемой плиты характерен для большинства зон субдукции [Лобковский, Сорохтин, 1979; Лобковский и др., 1980, 2004]. Зона совпадает с максимумом положительных гравитационных аномалий в свободном воздухе и, соответственно, с фронтальной тектонической дугой [Авдейко и др., 2002; Narabaglia, Doglioni, 1998]. Положительные гравитационные аномалии, соответствующие фронтальным тектоническим дугам, характерны для всех зон субдукции [Международный ..., 2003; Narabaglia, Doglioni, 1998].

При ретроспективном анализа сейсмичности Камчатки выявилось, что наряду с равномерным распространением фоновой сейсмичности, ряд очагов землетрясений выстраивается в отчетливые линейные зоны в течение короткого промежутка времени. Часть таких зон, которые вероятно представляют сейсмоактивные разломы, наблюдаются на рис. 3б, 3г–3е и показана пунктирными линиями. Простираение этих сейсмоактивных разломов примерно соответствует направлению движения Тихоокеанской плиты при почти вертикальном падении, которое фиксируется на вращаемых по программе *Maple 7* блок-диаграммах, ориентированных по направлению простираения разломов. Вероятно, сейсмоактивные разломы такого типа локализованы, в основном, в пределах нависающего края Охотской плиты, где фиксируется большинство гипоцентров землетрясений, хотя значительная часть гипоцентров на приводимых сейсмических разрезах располагается и в пределах Тихоокеанской плиты (рис. 4). Это, по-видимому, связано как с неточностью определения глубины гипоцентров, так и с расположением гипоцентров землетрясений другого типа непосредственно в Тихоокеанской плите.

Характерно, что сейсмическая активность большинства линейных зон была проявлена неоднократно в течение периода детальных наблюдений, начиная с 1962 г. Так, при ретроспективном анализе последовательных проявлений форшоков и афтершоков Кроноцкого землетрясения 1997 г. в анимационном режиме зафиксированы три разлома в виде цепочек эпицентров, возникших в течение короткого (не более 1 часа) интервала. Это цепочка форшоков и цепочка, проходящая через главный толчок (рис. 5а). А цепочка афтершоков в Кроноцком заливе проявлена, по крайней мере, трижды (см. рис. 5б–5г). Энергетический класс землетрясений, проявленных в таких линейных зонах, обычно не превышает $K_s = 12–13$ (магнитуда 5–5.5). По-видимому, такие линейные цепочки эпицентров, ориентированные в направлении движения Тихоокеанской плиты, фиксируют сдвиги, при которых взаимодействие между контактирующими тектоническими блоками более слабое, чем при взбросах и надвигах [Лобковский, 1988]. Механизм очагов слабых землетрясений обычно не определяется. Имеется лишь два определения механизма сдвига в очаге зем-

летрясений на участке от Алеутско-Камчатского сочленения до мыса Лопатка (Global GMT catalog). Рассмотренная характеристика линейных зон землетрясений позволила нам интерпретировать их как сейсмоактивные сдвиги в нависающем крае Охотской плиты, периодически проявляющиеся при субдукции Тихоокеанской плиты. Эти сдвиги разделяют нависающий край Охотской плиты на отдельные сегменты.

Между полосой максимальной сейсмической активности в зоне изгиба Тихоокеанской плиты и глубоководным желобом располагается вторая прерывистая полоса увеличения числа и энергии землетрясений, хорошо заметная на погоризонтных картах до глубины 30 км (см. рис. 2). Эта полоса является практически единственной на глубине до 10 км (см. рис. 2а), а на горизонтах 10–20, 20–30 и 30–40 км (см. рис. 2б, 2в) площадь пятен гипоцентров землетрясений постепенно уменьшается. Пространственно вторая полоса сейсмической активности совпадает с подводными возвышенностями, наблюдаемыми на батиметрической карте Н.И. Селиверстова [1998]. К этой прерывистой (пятнистой) полосе относятся инструментальные гипоцентры двух сильных цунамигенерирующих землетрясений 1923 и 1952 гг., произошедших до периода детальных наблюдений, а также гипоцентр основного толчка Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. ($M = 7.9$). Пятна сгущения эпицентров землетрясений разделены участками слабой фоновой сейсмической активности, представляющими собой зоны сейсмического молчания, или сейсмические бреши. Пятнистое расположение эпицентров землетрясений обусловлено формированием очаговых зон сильных землетрясений и роев землетрясений, возникших в течение короткого промежутка времени (см. рис. 3). Границы очаговых зон, как правило, совпадают с рассмотренными выше сдвигами, а сами очаговые зоны занимают пространство между двумя сдвигами. При сильных землетрясениях, каким было Кроноцкое землетрясение 1997 г., очаговые зоны могут включать в себя несколько сдвигов, то есть охватывать несколько сегментов (см. рис. 3д, 4).

Рои землетрясений часто появляются в одном и том же месте в течение коротких интервалов времени. Так, в пределах пятна, расположенного на траверзе р. Ходутка ($51^{\circ}–52^{\circ}$ с.ш.; $159^{\circ}–160.1^{\circ}$ в.д.), роевые землетрясения были зарегистрированы в марте-апреле 1962 г., апреле 1965 г., более слабые рои отмечались в 1968 и 1969 гг., а в январе-феврале 1976 г. и в июне-июле 1996 г. произошли самые мощные роевые землетрясения. Положение эпицентров землетрясений роя 1996 г. показано на рис. 3д. В октябре-ноябре 1966 г. произошли землетрясения, выстраивающиеся в линию по азимуту примерно 310° . Эти землетрясения, ограничивающие указанное пятно эпицентров землетрясений с юго-запада, по-видимому, зафиксировали движения, произошедшие по сдвигу. В пределах пятна эпицентров землетрясений на траверзе Авачинского залива, ограничен-

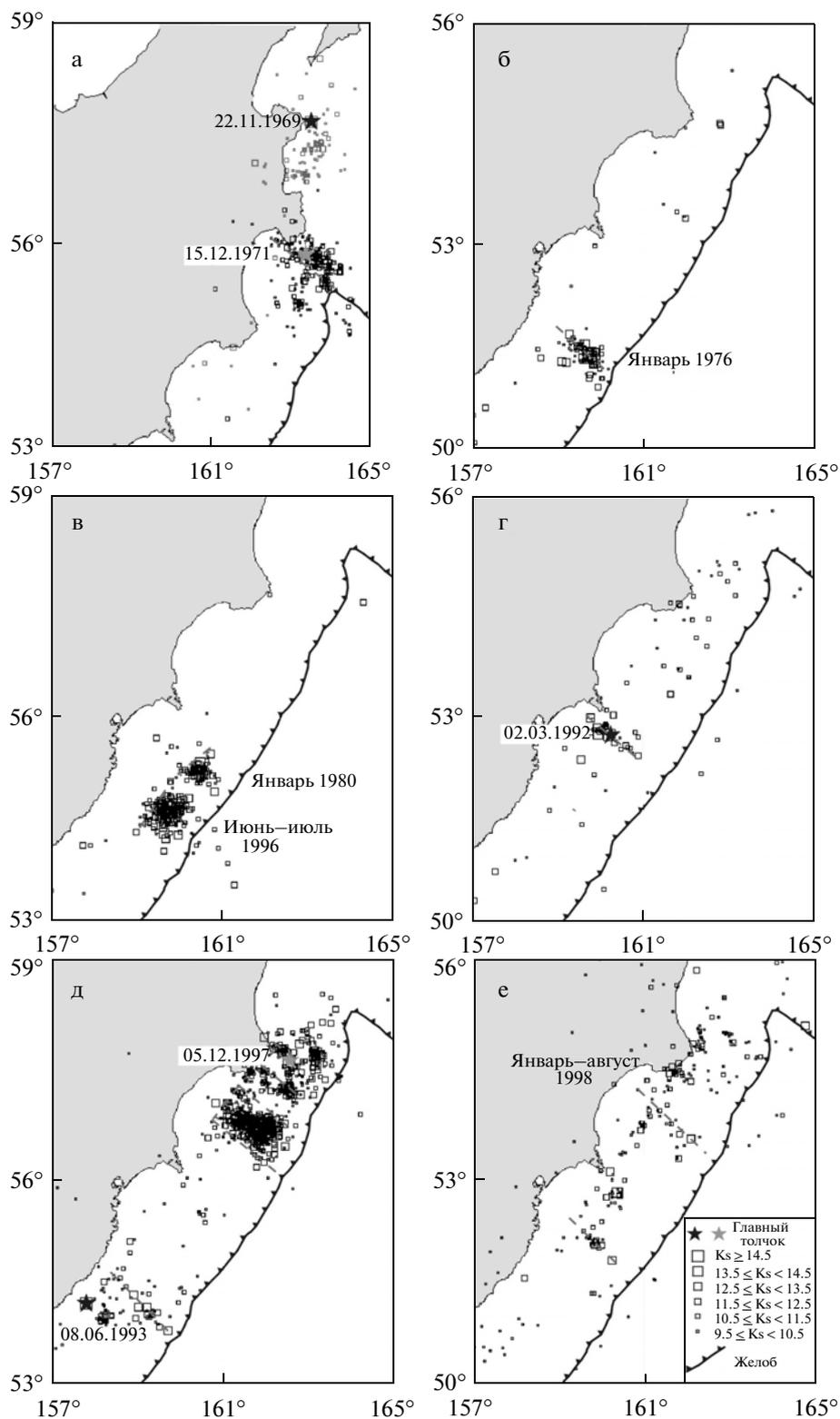


Рис. 3. Карты эпицентров сильных землетрясений с афтершоками, произошедшими в течение месяца (а, г, д), и роев землетрясений (б, в, е).

а, д — по 2 сильных землетрясения; г — землетрясения, предворявшие сильное землетрясение 2 марта 1992 г., начиная с июля 1991 г. (форшоки), и афтершоки. Штриховой линией отмечены эпицентры землетрясений, выстраивающиеся в линию за короткий временной интервал.

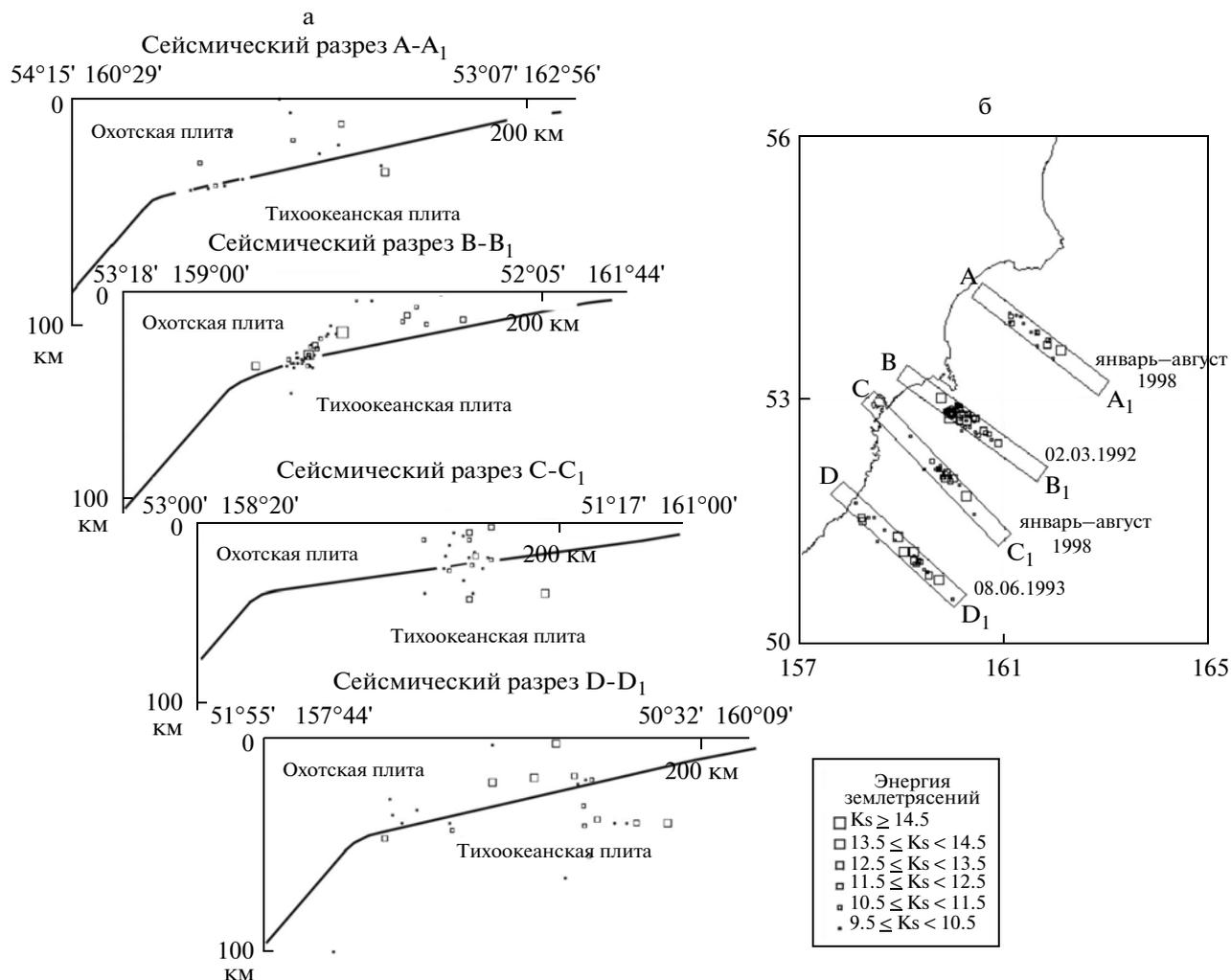


Рис. 4. Поперечные сейсмические разрезы вдоль выстраивающихся в линию эпицентров землетрясений. а — сейсмические разрезы; б — положение сейсмических разрезов с указанием времени проявления землетрясений и границ сноса землетрясений на вертикальную плоскость.

ного координатами 51.8°–52.5° с.ш., 160°–161° в.д., роевые землетрясения отмечались в декабре 1965 г., апреле 1975 г., январе–феврале 1980 г. (см. рис. 3в) и в августе–сентябре 1994 г.

Практически всем пятнам сгущения очагов землетрясений второй полосы (см. рис. 2) соответствуют надвиговые подвижки в нависающем крыле Охотской плиты, выше плоскости поддвига Тихоокеанской плиты под Охотскую плиту. Подвижки сопровождаются роями землетрясений, два из которых показаны на двух положениях вращаемых по программе Maple 7 блок-диаграмм (рис. 6). Положения в пространстве, показанные на рис. 6б и 6г, соответствуют разрезам вкрест простирания субдукционной системы. На обоих разрезах угол падения плоскости сместителя менее 45°. На некоторых роях землетрясений, помимо подвиговой плоскости, фиксируется субгоризонтальная плоскость, соответствующая верхней поверхности субдуцируе-

мой Тихоокеанской плиты. С надвиговыми подвижками, в случае резкого изменения подводного рельефа, связаны цунамигенерирующие землетрясения 1923 и 1952 гг. Следы этих и других цунами зарегистрированы на восточном побережье Камчатки и на Курилах [Пинегина, 2001].

Совместный анализ последовательности сейсмических событий, поперечных и продольных сейсмических разрезов, карт очагов землетрясений на разных глубинах и вращаемых блок-диаграмм позволил нам построить карту сеймотектонического районирования с выделением сейсмоактивных сегментов и надвиговых блоков (рис. 7). Сейсмоактивные сдвиги, субперпендикулярные простиранию дуги, разделяют нависающий край Евразийской плиты на отдельные сегменты, которые соответствуют блокам-клавишам модели [Лобковский, Баранов, 1984]. Всего между мысом Лопатка и сочленением с Алеутской дугой нами выделено 10 сегментов.

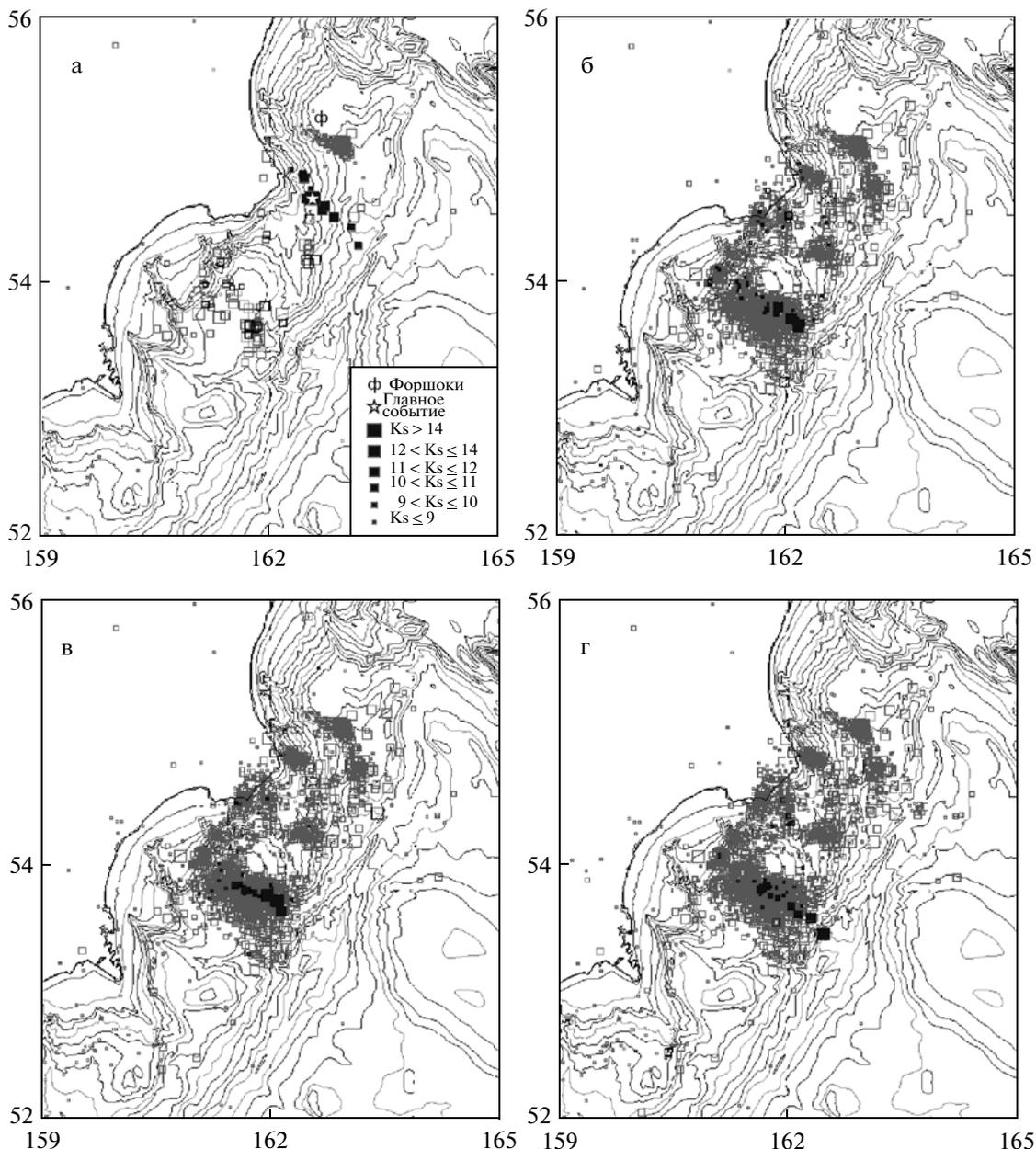


Рис. 5. Карты выстраивающихся в линию эпицентров афтершоков землетрясения 5 декабря 1997 г.

Серыми значками показаны эпицентры землетрясений, произошедших до обозначенного интервала времени: а – 5–6 часов после главного толчка, б – 13–14 суток после главного толчка, в – 20–21 сутки после главного толчка, г – 27–28 суток после главного толчка.

Сейсмоактивные сегменты выделены по нескольким признакам. Наиболее надежным критерием являются очаговые зоны афтершоков сильных землетрясений, границы которых являются границами сегментов. Очаговые зоны некоторых сильных землетрясений могут охватывать несколько сегментов. Например, очаговая зона Кроноцкого землетрясения 1997 г., по нашему мнению, охватывала три сегмента. В пределах этой очаговой зоны проявилась “зона молчания”, в которой практиче-

ски отсутствовали афтершоки (см. рис. 5). При таком сильном землетрясении, которое произошло 5 декабря 1997 г. ($M = 7.9$) “зона молчания” могла проявиться либо при очень слабом (криповое скольжение), либо при очень сильном сцеплении между взаимодействующими плитами. Второе предположение является предпочтительным, так как в пределах этой зоны произошло два сильных землетрясения в 1790 г. ($M = 7.5$) и в 1792 г. ($M = 8.4$), причем второе, более сильное, было цунамигенери-

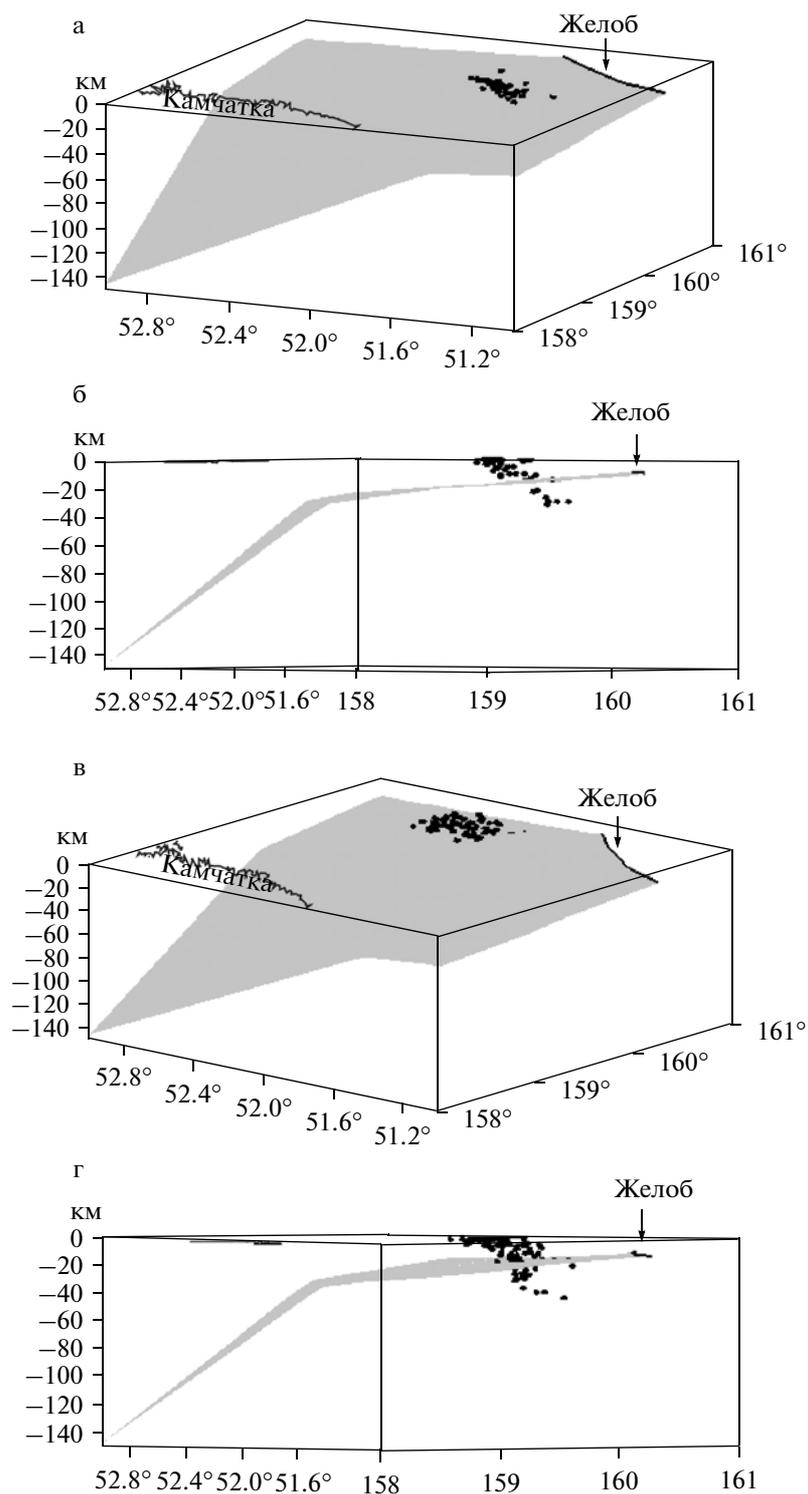


Рис. 6. Местоположения гипоцентров роев землетрясений, произошедших в феврале 1983 г. (а, б) и в августе-сентябре 1994 г. (в, г) в 3-мерном вращаемом объеме по программе Maple 7.

Положения "а" и "в" соответствуют оксонометрическим проекциям, а положения "б" и "г" соответствуют сейсмическим разрезам вкрест простирания субдукционной системы. Серым цветом выделена реконструируемая поверхность подвигаемой Тихоокеанской плиты.

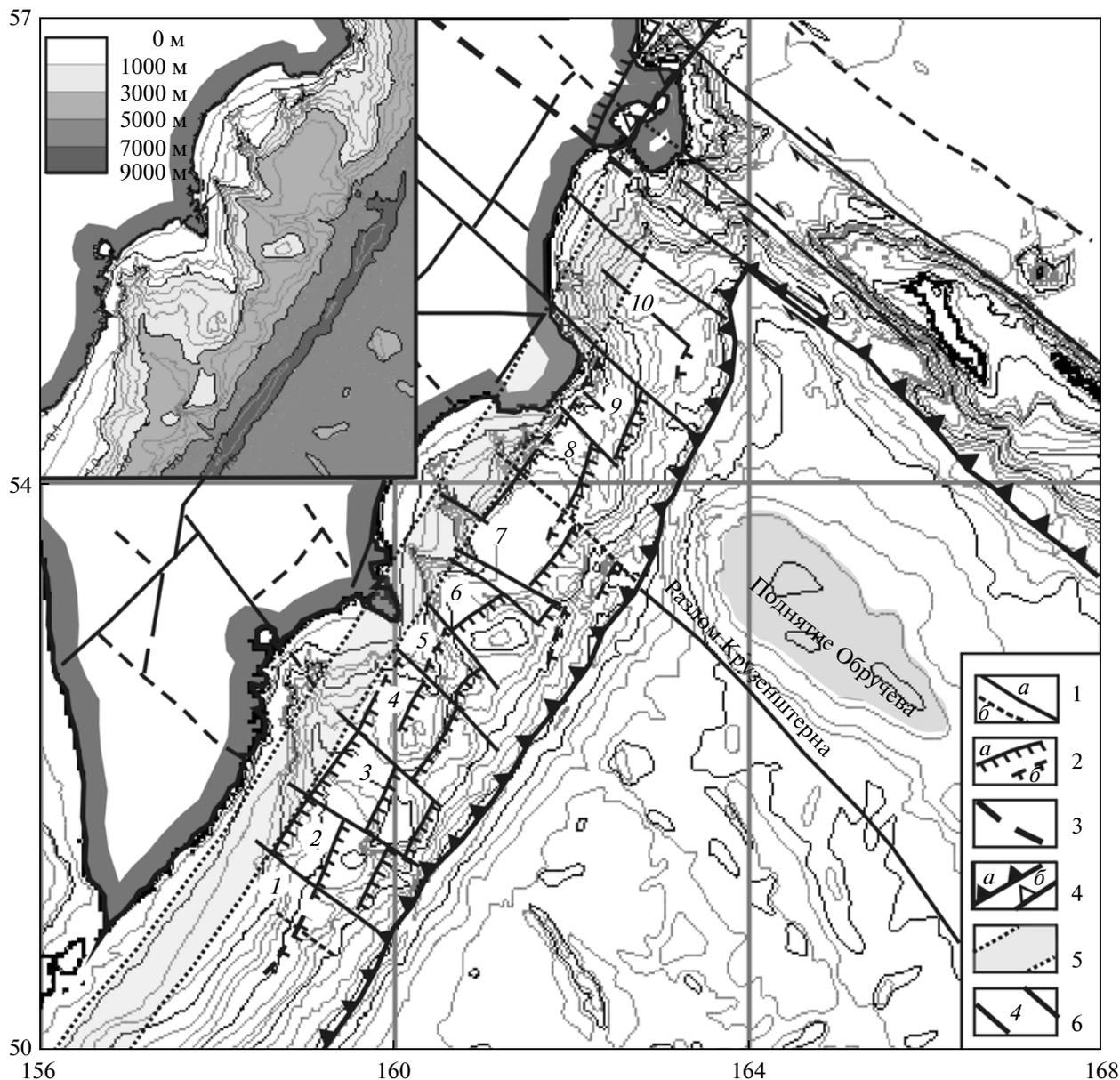


Рис. 7. Карта сейсмотектонического районирования субдукционной системы Камчатско-Алеутского сочленения. На врезке и основном рисунке – фрагменты батиметрической карты Н.И. Селиверстова [1998]. 1 – сейсмоактивные разломы: *a* – отчетливо проявленные, *б* – слабо проявленные; 2 – сейсмоактивные надвиги: проявленные (*a*), предполагаемые (*б*); 3 – предполагаемая граница между Охотской и Северо-Американской плитами над краем субдуцируемой Тихоокеанской плиты; 4 – оси глубоководных желобов: современных (*a*), реконструируемых миоценовых (*б*); 5 – зона максимального числа землетрясений, соответствующая резкому изгибу Тихоокеанской плиты и фронтальной (тектонической) дуге; 6 – сегменты и их номера (1 – Южно-Камчатский, 2 – Ходуткинский, 3 – Южно-Авачинский, 4 – Северо-Авачинский, 5 – Южно-Шипунский, 6 – Северо-Шипунский, 7 – Южно-Кроноцкий, 8 – Центрально-Кроноцкий, 9 – Северо-Кроноцкий, 10 – Усть-Камчатский).

рующим. Эту “зону молчания” мы выделили в отдельный сегмент, так как она фактически является сейсмической брешью, в которой идет подготовка к следующему сильному, возможно цунамигенерирующему, землетрясению.

За границы сейсмоактивных сегментов приняты сейсмоактивные разломы, субперпендикулярные к

простирацию СФЗ. Большинство из них показано на рис. 3. Кроме того, при выделении сегментов учитывался ретроспективный анализ пространственного распределения сейсмичности и характер распределения гипоцентров землетрясений на разной глубине (см. рис. 2). Следует оговориться, что к настоящему времени границы сейсмоактивных сегментов выделены недостаточно четко вследствие краткости (в

масштабе геологического времени) периода детальных наблюдений с 1962 г. В связи с этим в дальнейшем возможна корректировка сегментов и их границ по мере заполнения сейсмических брешей.

В пределах каждого сегмента, за исключением Южно-Камчатского, выделяются два, реже три взбросо-надвиговых блока с падением плоскости сместителя на юго-восток, т.е. в противоположную, относительно направления субдукции, сторону. Местоположение надвиговых блоков соответствует тектоническим возвышенностям и террасам на континентальном склоне глубоководного желоба, которые отчетливо видны на батиметрической карте [Селиверстов, 1998]. Взбросовый характер механизмов очагов таких землетрясений впервые был отмечен Л.М. Балакиной [1983], а взбросовые подвижки зарегистрированы при экспериментальном моделировании зон субдукции [Лобковский, 1980]. По нашему мнению, они также обусловлены наличием на поверхности Тихоокеанской плиты участков с повышенным коэффициентом трения, когда предел прочности на сжатие и разрыв достигается в нависающей плите раньше, чем в плоскости непосредственного взаимодействия плит. Подтверждением этого является то, что большинство цунамигенерирующих землетрясений также приурочены к тектоническим поднятиям, за исключением землетрясений, гипоцентры которых расположены в пределах тектонической дуги, то есть над резким изгибом Тихоокеанской плиты.

В соответствии с развиваемыми нами представлениями о перескоке зоны субдукции в конце миоцена, около 10 млн лет назад [Авдейко и др., 2002; Avdeiko et al., 2007], Восточная Камчатка в миоцене представляла собой область взаимодействия Тихоокеанской и Охотской плит на пологом участке сейсмофокальной зоны. Прогибы, отделяющие полуострова от остальной части Восточной Камчатки, располагаются на месте палеожелоба миоценовой зоны субдукции, а фронтальная тектоническая дуга в настоящее время оказалась погребенной под прогибом Центральной Камчатской депрессии. В соответствии с такой трактовкой, как и следовало ожидать, на Восточной Камчатке наблюдается система разломов северо-западного простирания, выделенных по геолого-геофизическим данным [Авдейко и др., 2003; Гонтовая и др., 2007]. Часть из них является продолжением современных сейсмоактивных сдвигов континентального склона, разделяющих выделенные нами сегменты. Часть разломов скрыта под покровами четвертичных лав и, возможно, проявляется в виде цепочек вулканов северо-западного простирания. О наличии сегментации Восточной Камчатки свидетельствуют также данные С.В. Попруженко о гравитационных ступенях [Авдейко и др., 2003, рис. 4в].

МОДЕЛЬ ОРТОГОНАЛЬНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТИХООКЕАНСКОЙ И ОХОТСКОЙ ПЛИТ

Плоскость взаимодействия поверхности поддвигаемой Тихоокеанской плиты и подошвы Охотской плиты представляет собой структуру 1-го порядка. Неровности на поверхности поддвигаемой плиты (подводные горы, уступы разломов, выходы коренных пород и др.) являются участками с более высоким коэффициентом трения, чем соседние участки, и, по-видимому, являются причиной сегментации. В таких участках предел прочности на скол и разрыв достигается позже, чем в соседних участках, покрытых океаническими илами с меньшим коэффициентом трения. Об этом свидетельствуют эмпирически установленные данные о частой приуроченности инструментальных эпицентров сильных землетрясений, сопровождаемых афтершоками, к краевым частям очаговых зон афтершоков [Федотов, 1965].

Обращает на себя внимание то, что в пределах Южно-Авачинского и более северных сегментов (см. рис. 7) надвиговые блоки отчетливо выражены в рельефе, и движения по ним неоднократно были зафиксированы за период детальных наблюдений. Показателем этих движений являются роевые землетрясения в надвиговых блоках Ходуткинского сегмента в 1962, 1965, 1968, 1969, 1974, 1976 и 1996 гг., Южно-Авачинского сегмента в 1970, 1983 и 1996 гг. и Северо-Авачинского сегмента в 1974, 1975, 1980 и 1994 гг. В Южно-Камчатском сегменте надвиговые блоки не установлены, а в рельефе дна лишь слабо намечаются тектонические террасы в виде пологих участков на континентальном склоне. Нам представляется, что в более северных участках поддвигается Тихоокеанская плита с неровностями рельефа поднятия Обручева и разломных зон Императорской и Крузенштерна, тогда как южнее рельеф Тихоокеанской плиты более спокойный. Таким образом, сейсмоактивные сегменты и разделяющие их сейсмоактивные разломы являются структурами 2-го порядка. Эти структуры локализованы только в пределах нависающей, в данном случае Охотской, плиты. Взбросо-надвиговые блоки в пределах сегментов являются структурами 3-го порядка.

Следует еще раз подчеркнуть, что в рельефе дна континентального склона Камчатки взбросо-надвиговые блоки маркируются подводными тектоническими террасами и возвышенностями. Они также обусловлены наличием на поверхности Тихоокеанской плиты участков с повышенным коэффициентом трения и, соответственно, более сильным сцеплением с нависающей Охотской плитой, в пределах которых предел прочности на сжатие и разрыв достигается в Охотской плите, в плоскости надвига раньше, чем в плоскости поддвига Тихоокеанской плиты на пологом участке сейсмофокальной зоны. Чем ближе к оси глубоководного желоба располо-

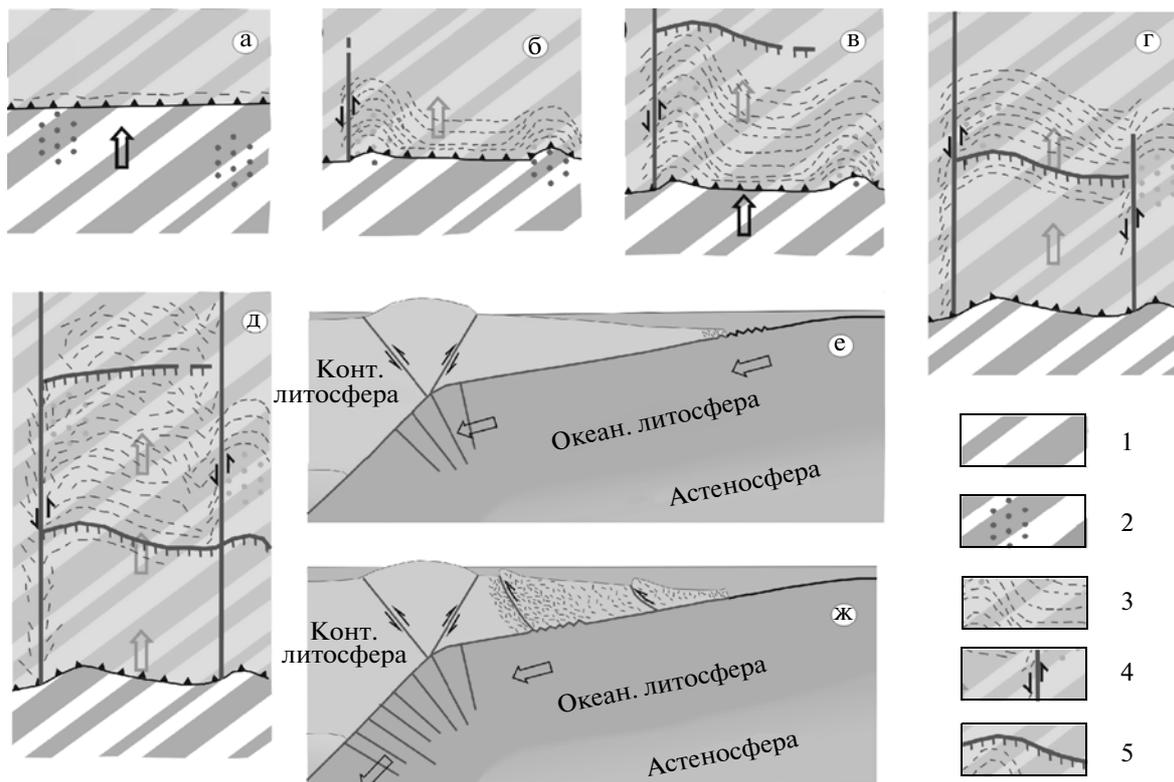


Рис. 8. Модель формирования сегментов и надвиговых блоков.

1 – Полосовые магнитные аномалии на субдуцируемой плите; 2 – участки с неровностями рельефа на субдуцируемой плите; 3 – напряжение сдвига на нависающей плите; 4 – сдвиги, разделяющие сегменты; 5 – выход на поверхность плоскости надвига. На модельных схемах а–д показана последовательная смена позиций поддвигаемой океанской и надвигаемой плит с формирующимися сдвигами, разделяющими сейсмоактивные сегменты, и взбросами в пределах сегментов. На модельных разрезах “е” и “ж” показаны два положения, иллюстрирующие формирование надвиговых блоков.

жен надвиг, тем меньше мощность нависающей Охотской плиты и, соответственно, давление, которое она оказывает на Тихоокеанскую плиту, и тем меньше энергии требуется для достижения предела прочности. В этом случае, при прочих равных условиях, энергия возбуждаемого землетрясения будет меньше, чем на более удаленных от глубоководного желоба участках.

Предлагаемая модель формирования сегментов и надвиговых блоков в зоне ортогонального взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит (рис. 8) базируется на рассмотренных выше данных и на основных положениях модели субдукции. Источником энергии тектонических движений, сопровождаемых землетрясениями, является движение Тихоокеанской плиты. Накопление сейсмической энергии в зоне субдукции зависит от силы сцепления между поддвигаемой и надвигаемой (нависающей) плитами, которая, в свою очередь, зависит от коэффициента трения и давления, которое оказывает нависающая плита или ее блок на поддвигаемую плиту. При расчлененном рельефе поддвигаемой Тихоокеанской плиты коэффициент трения будет значительно выше, чем при пологом

рельефе с глинистыми океаническими осадками на поверхности. В последнем случае взаимодействие может выражаться в относительно равномерном движении, сопровождаемом слабыми и средними землетрясениями, и даже через криповое скольжение при очень низком коэффициенте трения (см. рис. 8а). На начальном этапе поддвижения участка океанской плиты с расчлененным рельефом под нависающую плиту происходит сначала смятие (отодвигание) переднего края нависающей плиты, а дальнейшее продвижение поддвигаемой плиты приводит к накоплению энергии, трещиноватости и затем сдвигу в нависающей плите на границе сильного и слабого сцепления (см. рис. 8б, 8е).

При дальнейшем движении поддвигаемой плиты в нависающей плите возникают напряжения скола, переходящие затем во взброс или надвиг (см. рис. 8в). Образование таких взбросов подтверждено экспериментальными данными [Лобковский и др., 1980], натурными наблюдениями [Балакина, 1983] и видно на рис. 6, где на вращаемых блоках показаны гипоцентры роевых землетрясений. При поддвижении соседнего участка с высоким коэффициентом трения (см. рис. 8г) накапливаются напряжения сдвига, пе-

реходящие в разрыв на границе слабого и сильного сцепления, как и на рис. 8б, в результате чего формируется сегмент, ограниченный двумя сдвигами, в данном случае правосторонними. При другом расположении участков с высоким коэффициентом трения или другом угле взаимодействия плит, несколько отличающемся от прямого, могут формироваться и левосторонние сдвиги.

После образования сегментов накопление сейсмической энергии происходит, в основном, в надвиговых блоках, так как сцепление между сейсмоактивными сегментами по уже сформировавшимся сдвигам значительно слабее. Происходит формирование 2-го, а иногда и 3-го надвиговых блоков (см. рис. 8д, 8ж). Взаимодействующие в зоне субдукции поддвигаемая Тихоокеанская плита и висячая плита подчиняются закону трения скольжения:

$$F = fN,$$

где F – модуль силы трения скольжения, f – коэффициент, зависящий от качества взаимодействующих поверхностей, и N – модуль силы реакции опоры. В данном случае модуль N , представляющий литостатическое давление Охотской плиты на Тихоокеанскую плиту, возрастает с удалением от оси глубоководного желоба, где плиты впервые приходят во взаимодействие. В связи с этим, энергия землетрясений при одинаковом коэффициенте трения возрастает в этом же направлении. Этим, а также наличием упора в литосфере Охотской плиты, на наш взгляд, обусловлена приуроченность сильных землетрясений к зоне перегиба, где мощность и давление нависающей плиты максимальны. Надвиговые блоки, расположенные ближе к глубоководному желобу, представляют опасность с точки зрения генерации волн цунами (пример землетрясений 1923 и 1952 гг.). В соответствии с моделью [Лобковский, Баранов, 1984; Лобковский, 1988,], в них после накопления энергии и срыва происходит быстрое сползание надвиговых блоков, то есть движение, противоположное направлению надвигов. Это движение сопровождается афтершоками.

С позиции рассмотренной модели, для долгосрочного прогноза времени и места сильных землетрясений необходимо проводить ретроспективный анализ последовательности сейсмических событий отдельно в каждом сегменте, по возможности, с учетом рельефа поддвигаемой плиты и вероятного коэффициента трения. Такой анализ мы рассчитываем провести в ближайшее время. Проведенный нами предварительный анализ показал, что в настоящее время наибольшую опасность представляет надвиговой блок Северо-Шипунского сегмента (сегмент б на рис. 7), который представляет собой сейсмическую брешь после цунамигенерирующего землетрясения 1923 г. Сейсмическая брешь Южно-Камчатского сегмента (сегмент 1 на рис. 7), по нашему мнению, не представляет опасности, так как там отсутствуют возвышенности, свидетельствующие

о наличии надвиговых блоков. По-видимому, это область с малым коэффициентом трения: на траверзе Южно-Камчатского сегмента рельеф дна Тихоокеанской плиты сравнительно спокойный, а мощность осадков океанических илов превышает 400 м [Международный ..., 2003]. В зоне перегиба этого сегмента сильные землетрясения были зарегистрированы в 1737 и 1993 гг. После землетрясения 1993 г. этот участок находится в самом начале постсейсмической стадии накопления энергии, а сейсмический цикл для зоны перегиба, судя по датам зарегистрированных сильных землетрясений, превышает 200 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сейсмотектоническое районирование, проведенное на основании ретроспективного анализа сейсмических событий, последовательности и локализации очагов землетрясений разных энергетических классов и соотношения их с морфоструктурами континентального склона Восточной Камчатки позволило выделить в пределах ортогонального взаимодействия Тихоокеанской и Охотской плит 10 сейсмоактивных сегментов, разделенных разломами сдвигового типа. Сегментации подвержен нависающий край Охотской плиты. В пределах сегментов выделяются по два, реже три надвиговых блока, за исключением Южно-Камчатского сегмента. Такой характер ортогонального взаимодействия плит соответствует клавишно-блоковой модели [Лобковский, Баранов, 1984].

2. Предлагаемая модель образования сегментов основана на выявленном характере разломов, на основных положениях тектоники литосферных плит, на упоминаемой выше клавишно-блоковой модели и на закономерностях пространственного положения очагов землетрясений. Сегментация является следствием неравномерного сцепления между поддвигаемой Тихоокеанской и нависающей Охотской плитами. Между участками сильного и слабого сцепления в нависающей плите возникают напряжения скола, приводящие к левостороннему или правостороннему сдвигу с поворотом, направленным в сторону сегмента со слабым сцеплением.

3. Формирование надвиговых блоков в пределах сегментов происходит за счет сильного сцепления, когда предел прочности в нависающей плите достигается раньше, чем непосредственно в зоне субдукции. За счет этого происходит образование надвиговых сколов, тектонических террас и поднятий непосредственно над зоной надвига. Такие поднятые морфоструктуры являются показателем того, что в этом месте может произойти цунамигенерирующее землетрясение, а их высота – показателем магнитуды землетрясения, особенно, если поднятие совпадает с сейсмической брешью. В частности, сейсмическая брешь, приуроченная к подводной возвышенности на континентальном склоне Восточной Камчатки, в

Северо-Шипунском сегменте, представляет, на наш взгляд, наибольшую опасность возникновения сильного цунамигенерирующего землетрясения. Здесь в 1923 г. произошло землетрясение, сопровождавшееся цунами с катастрофическими последствиями, и с тех пор идет накопление сейсмической энергии. Эта брешь оказалась незаполненной афтершоками ни после Шипунского землетрясения 1992 г., произошедшего в этом же сегменте в районе перегиба Тихоокеанской плиты, ни после сильнейшего Кроноцкого землетрясения 1997 г. с магнитудой 7.9. Ареал афтершоков последнего землетрясения остановился непосредственно на северо-восточной границе Северо-Шипунского сегмента.

4. В случае слабого сцепления при спокойном рельефе подвигаемой плиты и наличия илистых осадков на ее поверхности, взаимодействие плит может ограничиваться криповым скольжением или слабыми землетрясениями. Такой характер взаимодействия, исходя из сейсмологических данных и рельефа дна континентального склона, наблюдается в пределах Южно-Камчатского сегмента. Несмотря на наличие сейсмической бреши, этот сегмент, по видимому, не представляет опасности сильных землетрясений, за исключением зоны перегиба (излома) Тихоокеанской плиты, так как в рельефе дна отсутствуют возвышенности и лишь слабо намечается террасовидная поверхность.

5. Максимальное число сильных землетрясений с магнитудой 7 и более локализовано в зоне перегиба Тихоокеанской плиты, причем очаги обычно располагаются над этой зоной. В соответствии с представлениями Л.И. Лобковского [1988] и рассматриваемыми сейсмологическими данными, они принадлежат двум зонам разломов, одна из которых, с падением на СЗ, является продолжением более глубокой, крутой ветви СФЗ, а вторая, имеющая падение на юго-восток, — идентична надвиговому блокам. Эта зона ведет себя как единая структура независимо от сегментации и представляет собой выдавливаемый вверх клин, чем и обусловлена положительная гравитационная аномалия в свободном воздухе и в изостатической редукции [Watts et al., 1978]. Зона перегиба и в дальнейшем будет представлять наибольшую сейсмическую опасность. Особенно это относится к участкам Шипунского и Кроноцкого полуостровов, где возможно быстрое соскальзывание вниз надвиговых блоков. Формирующиеся при этом подводные оползни будут сопровождаться гигантскими цунами с катастрофическими последствиями.

Рассмотренная модель геодинамики ортогонального взаимодействия Тихоокеанской и Охотской литосферных плит хорошо согласуется с характером сейсмичности и морфоструктурными особенностями Камчатской зоны субдукции, хотя не исключены и другие объяснения рассмотренных данных.

Авторы благодарят сотрудников Камчатского филиала Геофизической службы РАН за предоставленные материалы по землетрясениям. Мы признательны А.В. Ландеру за доброжелательную критику и обсуждение основных положений статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке подпрограммы “Природа Мирового океана” ФЦП “Мировой океан”, тема 4, договор № 43.634.11.0004/3, а также грантов РФФИ 099-05-98591-р_восток_a и ДВО РАН 09-III-A-08-419.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Широков В.А., Егоров Ю.О., Палуева А.А.* Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г. и взаимодействие Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатской ГАРФ, 1998. С. 222–239.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.
- Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 32–59. (http://www/kscnet/kraesc/2003/2003_1/art6.pdf)
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Лепиньч С.В.* Сейсмоактивные тектонические структуры зоны субдукции под Восточную Камчатку // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 3. С. 18–35. (http://www.kscnet.ru/kraesc/2004/2004_3/art3.pdf)
- Айзекс Б.Л., Оливер Дж., Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 133–179.
- Балакина Л.М.* Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника. 1983. № 5. С. 20–37.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Попруженко С.В., Низкоус И.В.* Глубинная модель верхней мантии Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. (9). С. 90–104. (http://www.kscnet.ru/kraesc/2007/2007_9/art3.pdf)
- Заварицкий А.Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 3–12.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В.* Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 7–17.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г.* Строение зон подвига литосферных плит и происхождение окраинных морей // Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 108–119.

- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г., Шемента А.И. Моделирование деформаций островных дуг, приводящих к образованию тектонических террас и возникновению цунамигенных землетрясений // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 1. С. 74–77.
- Лобковский Л.И., Никитин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Под ред. Удинцева Г.Б. М., СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГПУ ПКО “Картография”, ГУ-НиО, 2003. Лист 101.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древних времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Пинегина Т.К. Цунами на тихоокеанском побережье Камчатки за последние 7000 лет: диагностика, датировка, частота // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 330–340.
- Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
- Селиверстов Н.И. Структура сейсмофокальной зоны Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1 (9). С. 10–26. (http://www.kscnet.ru/kraesc/2007/2007_9/art10.pdf)
- Строение сейсмофокальных зон / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1987. 205 с.
- Тараканов Р.З. Фокальные зоны и их роль в развитии островодужных систем // Геология дальневосточных окраин Азии. Владивосток, 1981. С. 53–66.
- Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66–93.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышова Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 83–90.
- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // Geophysical Monograph 173. Volcanism and subduction: the Kamchatka region / Eds Eichelberger J., Gordeev E. et al. American Geophysical Union. Washington D.C., 2007. P. 41–60.
- Benioff V.H. Orogenesis and deep crustal structure // Geol. Soc. Amer. Bull. 1954. V. 65. № 5. P. 385–400.
- Boutelier D., Chemenda A., Burg J.-P. Subduction versus accretion of intraoceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments // Earth. and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 31–45.
- Christova C. Depth distribution of stress in the Kamchatka Wadati-Benioff zone inferred by inversion of earthquake focal mechanisms // J. of Geodynamics. 2001. № 31. P. 355–372.
- Gorbatov A., Kostoglodov V. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application // Tectonophysics. 1997. V. 277. P. 165–187.
- Harabaglia P., Doglioni C. Topography and gravity across subduction zones // Geophys. Res. Lett. 1998. № 25 (5). P. 703–706.
- Van Hunen J., van den Berg A.P., Vlaar N.J. On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction // Tectonophysics. 2002. V. 325. P. 317–333.
- Watts A.B., Kogan M.G., Bodine J.H. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kuril island arc-trench system: Geological Society of America. Map and Chart Series, MC-27. 1978.

The Kamchatka Subduction Zone: Seismotectonic Regionalization and Geodynamics

G. P. Avdeiko and A. A. Palueva

*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

Abstract—Seismotectonic regionalization of the Kamchatka subduction zone was carried out by retrospective analysis of the temporal sequence and locations of earthquake occurrence and an examination of relationships between the earthquake hypocenters and morphostructures in the continental slope of eastern Kamchatka. Ten segments separated with earthquake-generating strike-slip faults have been identified in the overthrusting (overhanging) margin of the Sea-of-Okhotsk plate in the zone where the Pacific and the Sea-of-Okhotsk plates interact orthogonally. Two to three earthquake-generating thrust blocks have been identified within these segments. This type of subduction is consistent with the keyboard-block model of L.I. Lobkovskii and B.V. Baranov. We put forward a model involving segmentation and generation of thrust blocks due to nonuniform coupling between the subducted Pacific plate and the overhanging Sea-of-Okhotsk plate. According to this model, both segmentation and the formation of thrust blocks are caused by nonuniform plate coupling due to unevenness in the relief of the plunging plate. The thrusts have relief expression as underwater highs and terraces, which indicate that a tsunami-generating earthquake can occur at this location. The highest rate of occurrence for magnitude 7 or greater earthquakes is found at the sharp bend of the Pacific plate, where the subduction angle is 50°–51° instead of 10°–12°, corresponding to a frontal (tectonic) arc, which can be traced by a positive free-air gravity anomaly and by an isostatic anomaly.