

ГЕОДИНАМИКА КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ВУЛКАНИЗМ, СЕЙСМООПАСНОСТЬ, ЦУНАМИОПАСНОСТЬ

Г.П. Авдейко, А.А. Палуева

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск Камчатский, e-mail: gavdeiko@kscnet.ru

Камчатская зона субдукции в современном виде сформировалась в конце миоцена – начале плиоцена после перескока зоны субдукции на современное положение [Леглер, 1997; Авдейко и др., 2002]. Основным критерием зон субдукции, сохраняющемся в геологической истории, является вулканическая дуга, характеризующаяся вулканическими породами с типичными островодужными геохимическими характеристиками. Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки представляет собой такую вулканическую дугу, сформированную над зоной субдукции. Возраст её поздний олигоцен – голоцен. В соответствии с геотектоническими параметрами Курило-Камчатской островодужной системы ось [Авдейко и др., 2002] глубоководного желоба Срединно-Камчатской вулканической дуги располагалась примерно на месте современных полуостровов Восточной Камчатки.

В конце миоцена произошло приращение Кроноцкой палеодуги вместе с северным окончанием Гавайско-Императорской вулканической цепи к структурам Камчатки. Обладающая положительной плавучестью Кроноцкая палеодуга, входившая в состав Тихоокеанской плиты, заблокировала зону субдукции под Срединный хребет, произошел перескок зоны субдукции на современное положение и над новой зоной субдукции начала формироваться Восточно-Камчатская вулканическая дуга (рис. 1).

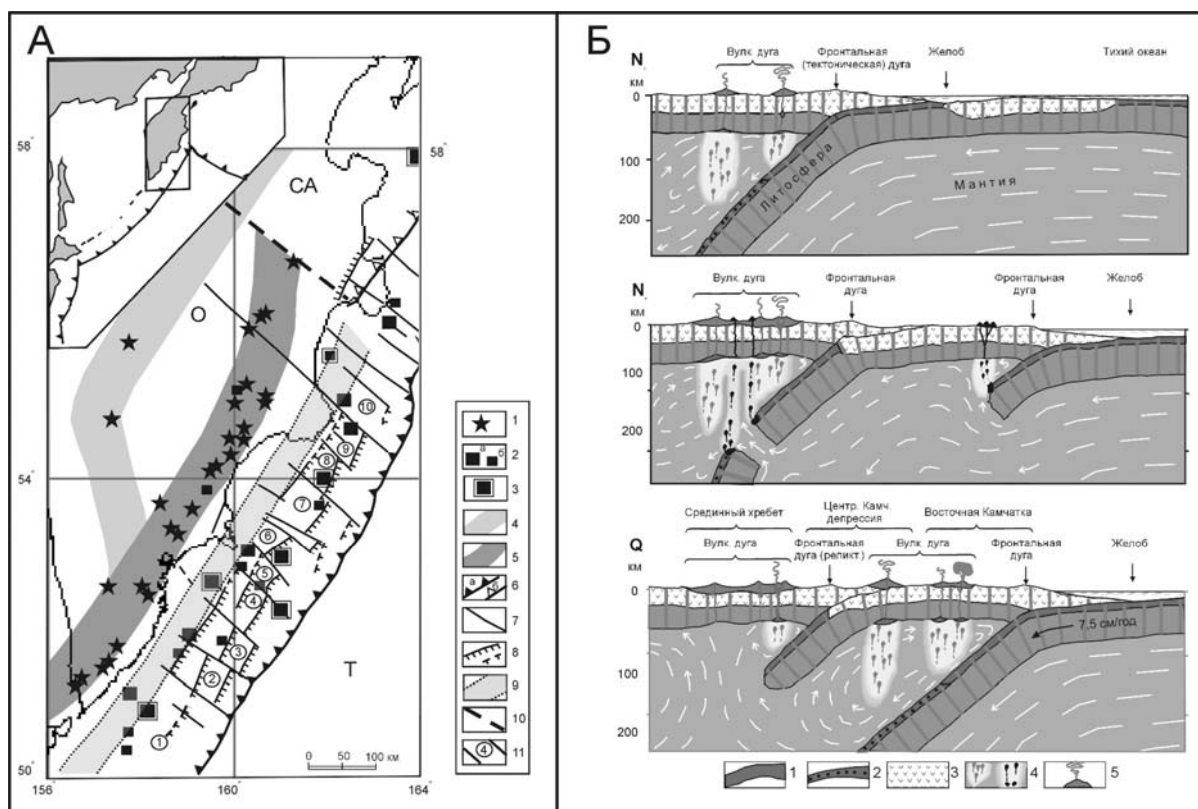


Рис. 1. Модель взаимодействия и эволюции Тихоокеанской (Т) и Охотской (О) плит. А: 1 – вулканы; 2 – землетрясения магнитудой 7,5 и более (а), магнитудой 7 – 7,5 (б); 3 – цунамигенерирующие землетрясения; 4,5 – вулканические дуги: Срединно-Камчатская (4) и Восточно-Камчатская (5); 6 – ось глубоководного желоба (а), палеожелоба (б); 7 – сдвиги, разделяющие сегменты; 8 – зона резкого изгиба ТП; 10 – граница между Охотской и Северо-Американской (СА) плитами; 11 – номера сегментов. Б: 1 – литосферная часть мантии; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – зоны магмообразования; 5 – вулканы.

Абсолютный возраст наиболее древних вулканических пород этой дуги, т.е. пород начального этапа субдукции, обнажающихся в верховьях р. Левая Жупанова ($54,1^\circ$ с. ш., $158,9^\circ$ в. д.) колеблется в пределах 8 – 12 млн. лет [Hoernle et al., 2009]. Породы представлены щелочными и переходными базальтами, обогащенными легкими редкоземельными (LREE) и высокозарядными (HFSE) элементами с внутриплитными геохимическими характеристиками. Более молодые лавы этого района с возрастом 3 – 8 млн. лет являются известково-щелочными андезитами и дацитами с адакитовой тенденцией ($La/Yb=7 - 17$, $Sr/Yb=53 - 68$, $Nb/La=0,40 - 0,65$, $Ba/Th=300 - 600$) [Hoernle et al., 2009]. Четвертичные лавы Восточно-Камчатской вулканической дуги являются известково-щелочными с типичными островодужными геохимическими характеристиками. Таким образом, в эволюционном развитии Камчатской зоны субдукции от начального к стационарному этапу наблюдается переход от щелочных базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками к известково-щелочным породам с адакитовой тенденцией, и затем к типичным островодужным дифференцированным известково-щелочным породам. В пределах Южной Камчатки и Курильской островной дуги, где стационарный режим субдукции продолжается с конца олигоцена, распространены только типичные островодужные породы с отчетливой поперечной зональностью от низкокалийевых толеитов во фронтальной зоне дуги до средне и высококалийевых известково-щелочных пород в тыловой зоне дуги.

Основную информацию о кинематике и динамике современного взаимодействия литосферных плит поставляют землетрясения, особенно сильные землетрясения, сопровождаемые афтершоками. Для проведения такого анализа мы использовали каталог землетрясений Камчатки, составленный и пополняемый Камчатским филиалом Геофизической службы РАН по наблюдениям региональной сети сейсмических станций, начиная с 1962 г. Для тектонической приуроченности очагов землетрясений важна оценка точности определения координат их эпицентров и глубин очагов. В среднем, точность определения координат составляет 10 – 15 км, а на удалении от сети сейсмических станций – до 30 км. Точность определения глубины очага – около 20 км, на удалении 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. При сопоставлении сейсмоактивных структур с морфоструктурами континентального склона Восточной Камчатки была использована батиметрическая карта Камчатско-Командорского региона [Селиверстов, 1998]. Эта карта составлена по результатам детальных исследований, проведенных в рейсах НИС «Вулканолог» в 1977 – 1991 гг., и является наиболее полной и подробной из всех, имеющихся для этого района. Рассмотрение сейсмических событий в анимационном режиме позволило реконструировать движения по отдельным разломам. При анализе движений по отдельным блокам мы использовали данные по механизмам очагов сильных землетрясений, определенных в Гарвардском университете (США), а также данные, опубликованные в работе [Christova, 2001].

Совместный анализ последовательности сейсмических событий, поперечных и продольных сейсмических разрезов, карт очагов землетрясений на разные горизонты и вращаемых блок-диаграмм позволил нам построить карту сеймотектонического районирования Камчатской зоны субдукции с выделением сейсмоактивных сегментов и надвиговых блоков, которая частично представлена на рис. 1А. При проведении сеймотектонического районирования мы базировались на классических представлениях модели субдукции, на концепции сейсмических брешей и сейсмических циклов С.А.Федотова [1968], на взбросовом механизме очагов большого числа сильных землетрясений и на клавишно-блоковой модели [Лобковский, 1988], синтезирующей указанные выше концепции и модели. Сейсмоактивные сдвиги, субперпендикулярные простиранию дуги, разделяют нависающий край Евразийской плиты на отдельные сегменты. Всего между мысом Лопатка и сочленением с Алеутской дугой нами выделено 10 сегментов. В пределах каждого сегмента, за исключением Южно-Камчатского, выделяются по 2, реже по 3 взбросо-надвиговых блока с падением плоскости сместителя на юго-восток, т.е. в противоположную относительно направления субдукции сторону. Местоположение надвиговых блоков соответствует подводным горам и возвышенностям на континентальном склоне глубоководного желоба, которые отчетливо видны на батиметрической карте. Взбросовый характер механизмов очагов таких землетрясений впервые был отмечен Л.М. Балакиной [1983], а взбросовые подвижки зарегистрированы при экспериментальном моделировании зон субдукции Сегментация, так же

как и формирование надвиговых блоков, по нашему мнению, обусловлены наличием на поверхности Тихоокеанской плиты участков с повышенным коэффициентом трения и, соответственно, разным сцеплением между субдуцируемой Тихоокеанской плитой (ТП) и нависающим краем Охотской плиты (ОП). Сегментация и формирование надвиговых блоков происходит в нависающем крае ОП на пологом участке субдукции (10-12°). ТП на этом участке, а также после увеличения угла наклона субдукции (сейсмофокальной зоны) до 50° является единой, монолитной структурой.

Предлагаемая модель ортогонального взаимодействия ТП и ОП (рис.2) объясняет причины и условия образования наблюдаемых сеймотектонических структур.

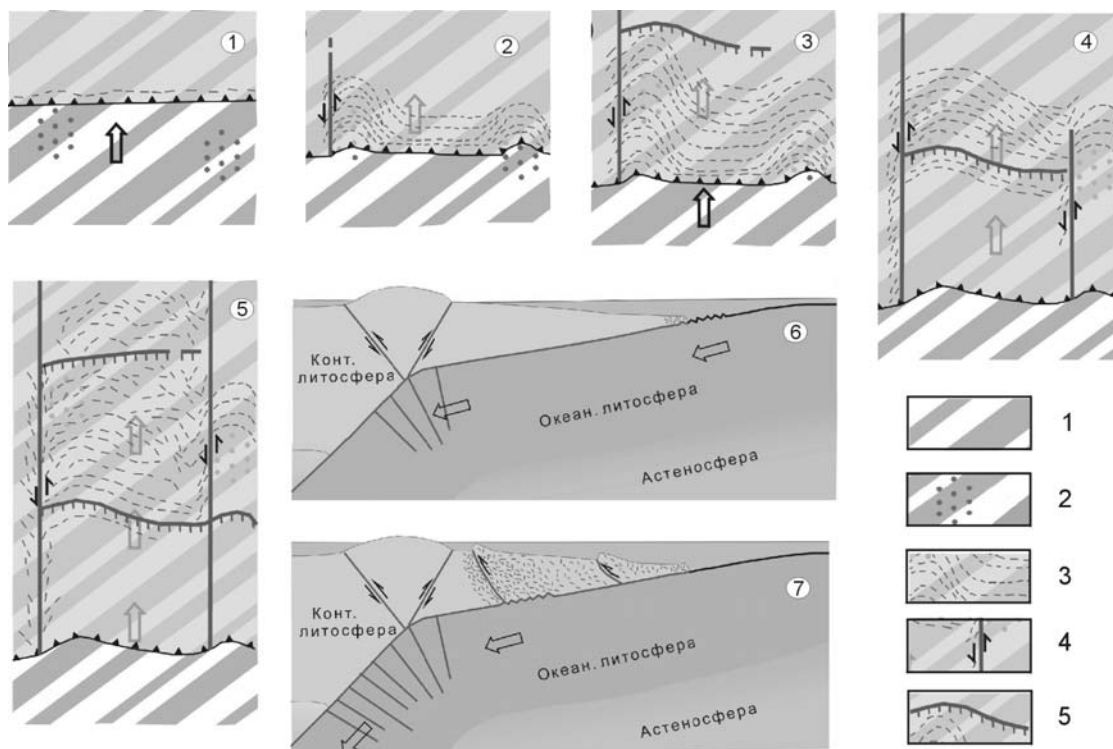


Рис. 2. Модель формирования сегментации и надвиговых блоков внутри сегментов при поддвижении океанической плиты под континентальную. На океанической плите условно показаны полосовые магнитные аномалии, просвечивающиеся под континентальной плитой, а точками – неровности рельефа (участки сильного сцепления).

С точки зрения причинно-следственных связей, плоскость взаимодействия поверхности подвигаемой ТП и подошвы ОП представляет собой структуру 1-го порядка. Сейсмоактивные сегменты и разделяющие их сейсмоактивные разломы являются структурами 2-го порядка. Эти структуры локализованы только в пределах нависающего края ОП. Взбросо-надвиговые блоки в пределах сегментов являются структурами 3-го порядка. Источником энергии тектонических движений, сопровождаемых землетрясениями, является движение ТП. Накопление сейсмической энергии в зоне субдукции зависит от силы сцепления между подвигаемой ТП и нависающей ОП и от давления, которое оказывает нависающая плита на подвигаемую плиту. При расчлененном рельефе подвигаемой ТП (подводные горы) 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. На начальном этапе подвигания участка расчлененного рельефа происходит смятие переднего края нависающей плиты (рис. 2.1; 2.6). Дальнейшее продвижение подвигаемой плиты приводит к накоплению энергии, трещиноватости и затем сдвигу в нависающей плите на границе сильного и слабого сцепления (рис. 2.2). При дальнейшем движении подвигаемой плиты в нависающей плите возникают напряжения скола, переходящие затем во взброс или надвиг (рис. 2.3). При подвигании соседнего участка с высоким коэффициентом трения (рис. 2.4) накапливаются напряжения сдвига, переходящие в разрыв на границе слабого и сильного сцепления, как и на рис. 2.3, и в результате формируется сегмент, ограниченный сдвигами. 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 (рис. 2.5; 2.7). Сейсмическая энергия возрастает с удалением от глубоководного желоба за счет увеличения давления нависающей плиты. Этим, а также наличием упора в литосфере Охотской плиты, обусловлена приуроченность сильных землетрясений к зоне изгиба ТП, где мощность и давление нависающего блока максимальны. Надвиговые блоки представляют опасность с точки зрения генерации волн цунами (пример землетрясений 1923 и 1952 г.). 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.

Ретроспективный анализ сейсмических событий показал:

1. На участке стационарного режима субдукции, продолжающегося с конца олигоцена (сегменты 1 – 5 на рис. 1), максимальное число землетрясений и наиболее сильные землетрясения магнитудой более 7, в том числе и цунамигенерирующие, приурочены к зоне перегиба ТП.

2. На участке перескока зоны субдукции в конце миоцена (сегменты 6-9) сильные, в том числе цунамигенерирующие, землетрясения локализованы на пологом участке субдуцируемой ТП и приурочены к поднятым морфоструктурам (надвиговым блокам). По-видимому, это обусловлено наличием вулканических гор на ТП и, соответственно, сильным сцеплением между ТП и ОП. Во всяком случае, и на участке стационарного режима субдукции (сегменты 3-5) располагаются очаги сильных, в том числе цунамигенерирующих, землетрясений, приуроченных к поднятым морфоструктурам. Такие морфоструктуры являются показателем того, что в этом месте может произойти цунамигенерирующее землетрясение, а их превышение над дном – показателем магнитуды землетрясения, особенно, если поднятие совпадает с сейсмической брешью.

3. Сейсмическая брешь, приуроченная к подводной возвышенности в Северо-Шипунском сегменте (сегмент 5 на рис 1), представляет, на наш взгляд, наибольшую опасность с точки зрения проявления сильного цунамигенерирующего землетрясения. Здесь в 1923 г. произошло землетрясение, сопровождаемое цунами с катастрофическими последствиями, и с тех пор идет накопление сейсмической энергии.

4. Несмотря на наличие сейсмической бреши, Южно-Камчатский сегмент, по-видимому, не представляет опасности с точки зрения проявления сильных землетрясений, за исключением зоны изгиба ТО, так как здесь наблюдается спокойный рельеф и сейсмическая энергия реализуется в виде слабых землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 09-05-98592 Восток и ДВО РАН 09-III-A-08-419.

Список литературы

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002. № 4. С. 64-80.

Балакина Л.М. Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника, 1983. № 5. С. 20-37.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмологическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.

Christova C. Depth distribution of stress in the Kamchatka Wadati-Benioff zone inferred by inversion of earthquake focal mechanisms // Journ. of Geodynamics, 2001. № 31. P. 355-372.