Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

Зеленин Егор Александрович

АКТИВНАЯ РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

Специальность 25.00.03 – геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук
А. И. Кожурин

Москва – 2018

Оглавление

Введение 4
Глава 1. Геологическое строение полуострова Камчатка 13
1.1. Дочетвертичные структуры Камчатки 16
1.2. Островодужные вулканические комплексы Камчатки 20
1.3. Неотектонический этап развития Камчатки 22
Глава 2. Методика исследования 24
2.1. Понятие активного разлома 24
2.2. Структурно-геоморфологическое дешифрирование 26
2.3. Методы определения возрастов накопленных деформаций 29
2.4. Методы определения поля напряжений и величины деформаций 34
Глава 3. Дизъюнктивные нарушения Восточного вулканического пояса 36
3.1. Общая характеристика 36
3.2. Морфология и кинематика зоны разломов 40
3.3. Возраст деформированных поверхностей и скорости деформации 46
3.4. Тренчинг 47
3.5. Сейсмогенерирующий потенциал зоны разломов 53
3.6. Выводы 54
Глава 4. Дизъюнктивные нарушения вулканического пояса Южной Камчатки ... 57
4.1. Общая характеристика 57
4.2. Пространственное распределение и параметры разломов. 60
4.3. Возраст структур 65
4.4. Суммарное смещение и скорости деформаций 66
4.5. Выводы 67
Глава 5. Дизъюнктивные нарушения вулканического пояса Центральной Камчатской депрессии 70
5.1. Пространственное распределение магмопроводящих трещин 70
5.2. Деформации Толбачинского дола 71
5.2. Деформации Хапичинского дола 75
5.4. Тренчинг 79

Глава 6. Дизъюнктивные нарушения Срединного хребта 82
Глава 7. Вариации параметров деформирования вулканических областей Камчатки и их геодинамическая интерпретация 85
7.1. Параметры деформирования вулканических областей и полуострова Камчатка в целом 85
7.2. Оценка параметров деформирования независимыми методами 88
7.3. Возможные механизмы деформаций 91
Заключение 94
Список литературы 96

Введение

Вулканическая и тектоническая активность полуострова Камчатка привлекает внимание исследователей уже более 300 лет. К настоящему времени реконструирована эруптивная история большинства голоценовых вулканов [ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки»] и крупнейшие эруптивные события плейстоцена [Леонов, Гриб, 2004, Bindeman et al., 2010]. Охарактеризованы параметры Курило-Камчатской зоны субдукции (например, [Gorbatov et al, 1997, Davaille, Lees, 2004]), в том числе ее сейсмогенерирующий потенциал (например, [Гусев, Шумилина, Акатова, 2005, Гусев, 2006]). Значительные успехи достигнуты в изучении коровых разломов авулканических частей полуострова [Кожурин, 2013]. На этом фоне очевидным пробелом является состояние изученности активной разломной тектоники вулканических областей.

Актуальность исследования по теме диссертации определяется следующим: 1) определение параметров разрывов вулканических областей позволяет судить о режиме современных деформаций земной коры в вулканических поясах полуострова, что необходимо для понимания процесса деформирования всего полуострова, включая его авулканические районы; 2) оценки повторяемости и амплитуды смещений по разломам – сейсмогенерирующим структурам – могут быть использованы для оценки сейсмической опасности; 3) совместное изучение вулканизма и активных дизъюнктивных структур проливает свет на взаимосвязь тектонических и вулканических процессов, развивающихся в едином объеме литосферы. Полученные материалы могут служить основой для детального сейсмического районирования региона и уточнения исходной сейсмичности, если такие работы будут проводиться в будущем.

Степень разработанности темы исследования. Несмотря на то, что деформации вулканических построек активными разломами были описаны еще в

1946 г. [Пийп, 1946], долгое время представления о кинематике разломов Восточного вулканического пояса полуострова, основывались в основном на интерпретации данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), прежде всего аэрофотоснимков (АФС) и ограничивались характеристикой образуемого ими структурного рисунка. Так, в работе [Леглер, Парфенов, 1979] представлены четвертичные, в том числе активные, разломы всей Восточной Камчатки, выявленные как путем дешифрирования АФС, так и в результате полевых работ. Усилиями исследовательских коллективов Геологического института АН СССР и Института вулканологии ДВНЦ АН СССР [Леонов, 1982; Флоренский, Трифонов, 1985] были детально картографированы разломы отдельных сегментов Восточного вулканического фронта (рис. 1), на основании планового рисунка разломов были предложены модели деформации полуострова.

Активные разломы Южной Камчатки, и, в частности, ее вулканических областей, никогда не были предметом отдельного исследования. Аналогично, в литературе отсутствуют данные об активных разломах Срединного хребта

В отличие от вулканических поясов, данные о кинематике активных разломов авулканических частей Камчатки опубликованы различными группами исследователей [Святловский, 1967, Тихонов, 1968, Ермаков, Милановский, Таракановский, 1977, Эрлих, 1973, Леглер, 1976, Кожурин, 1988, 2013].

Свой вклад в изученность проблемы внесли работы по изучению голоценовой истории отдельных вулканических центров. Так, были описаны разломные деформации отложений вулканов Кизимен [Melekestsev et al., 1995], Крашенинникова [Пономарева, 1987], Толмачева дола [Дирксен, 2009], моногенных вулканов Южной Камчатки [Шеймович, Патока, 2000].

Конкретные характеристики разрывов вулканических областей Камчатки, такие как распределение, направление и скорости движений по ним, до настоящего время оставались за пределами внимания исследователей.

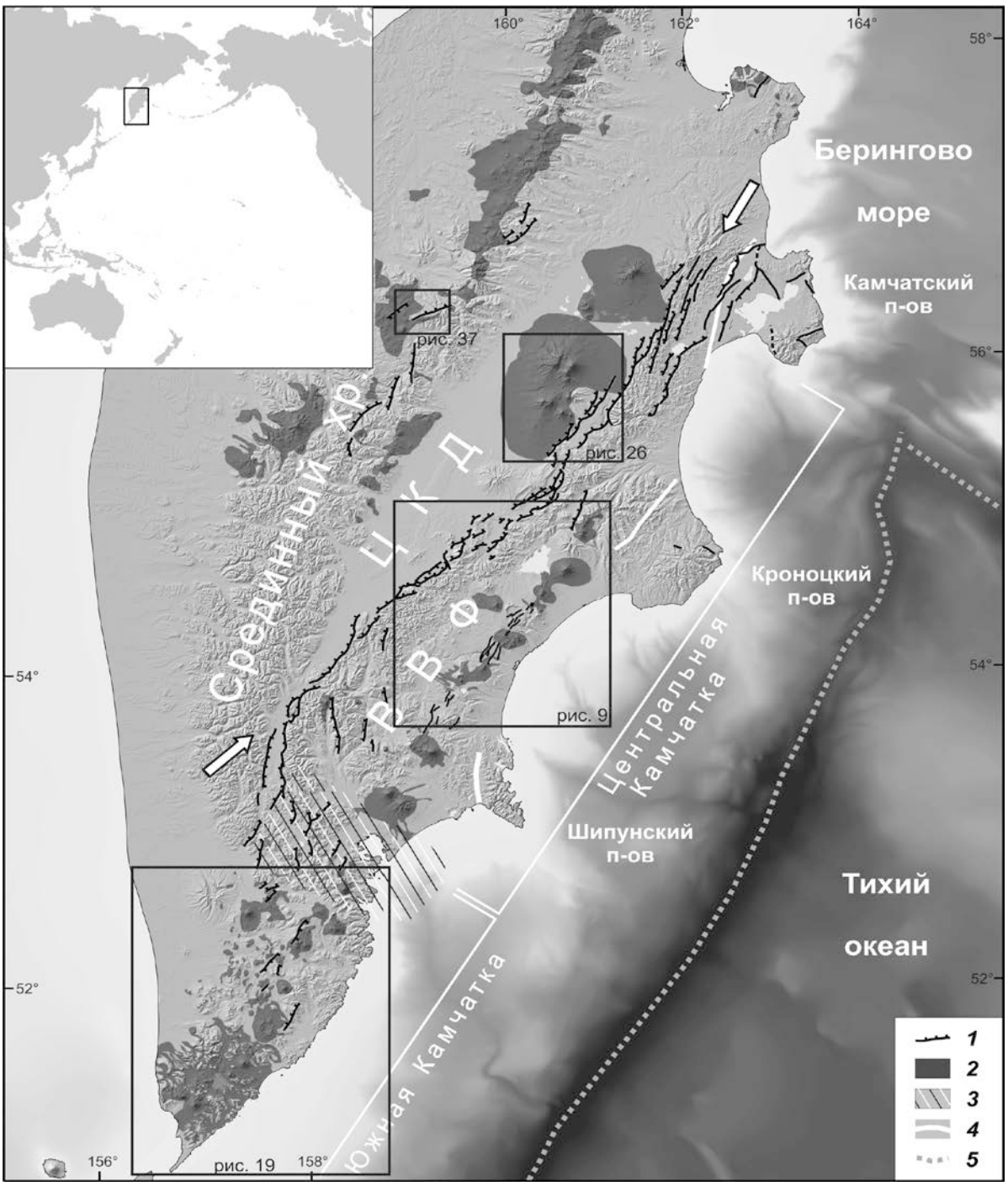


Рис. 1. Основные формы рельефа и позднечетвертичные структуры Камчатки. *1* – активные разломы [Kozhurin, Zelenin, 2017], стрелки указывают положение разломов, входящих в Восточно-Камчатскую зону разломов [Kozhurin et al, 2006]; *2* – области распространения верхнеплейстоценовых вулканитов в соответствии с [Ponomareva et al., 2007], маркирующие положение вулканических поясов; *3* –Начикинская [Мелекесцев и др., 1974] или Малки-Петропавловская [Геология СССР, 1964] зона поперечных дислокаций, *4* –надвиг Гречишкина [Lander, Shapiro, 2007]; *5* – оси глубоководных желобов. ЦКД – Центральная Камчатская депрессия (отвечает Центрально-Камчатскому рифту по [Государственная…, 2006]) ВВФ – Восточный вулканический фронт (Восточно-Камчатский вулканический пояс по [Государственная…, 2006]). В качестве географической основы для суши использована теневая отмывка по ЦМР SRTM 1 arc-second [USGS EarthExplorer], для океана – донный рельеф, в соответствии с [Селиверстов, 2009].

Схожие проблемы и подходы к их решению представлены в ряде зарубежных публикаций по островодужным геодинамическим обстановкам в Японии [Watanabe, 1989], на Северном острове Новой Зеландии [Villamor, Berryman 2006, Mouslopoulou et al., 2008, Nicol, Seebeck, Wallace, 2017], на Антильских островах [Feuillet et al., 2002], на Алеутских островах [Tibaldi, Bonali, 2017].

Возможность для независимого контроля полученных результатов предоставляют данные из смежных направлений геологии и геодезии. К работам такого рода относятся данные GPS-мониторинга [DeMets, 1992, Burgmann et al., 2001, Стеблов и др. 2010], решения очагов коровых землетрясений [Гордеев и др., 1998; Global CMT], оценка параметров исторических субдукционных землетрясений [Levin, 2009; Burgmann et al., 2001; Шестаков, Герасименко, Охзоно, 2011] и прогноз их повторяемости [Гусев, Шумилина, Акатова, 2005]. Параметры геофизических полей земной коры и верхней мантии для Камчатского региона получены в результате локальных сейсмотомографических работ на Ключевской группе вулканов [Ivanov et al., 2016; Koulakov et al., 2017], вулкане Горелый [Kuznetsov et al., 2017], в долине Гейзеров [Кугаенко и др., 2010] и не дают общей картины строения литосферы Камчатки или отдельных ее регионов. Работы же, охватывающие земную кору всего полуострова или его значительной части, имеют детальность, недостаточную для использования совместно с палеосейсмологическими данными [Балеста, 1981, Гонтовая, Гордиенко, Гордиенко, 2009].

Цель диссертационного исследования состоит в выявлении параметров активной разломной тектоники вулканических поясов Камчатки и, на этой основе, определении характера деформаций земной коры в их пределах, а также связи активных тектонических и вулканических процессов.

Задачами исследования являются:

1) выявление активных разломов вулканических областей Камчатки, закономерностей их распределения, характера образуемого ими структурного рисунка;

2) определение основных параметров кинематики активных разломов - направления и средней скорости движений по ним;

3) определение, на этой основе, возможных механизмов деформирования земной коры вулканических поясов Камчатки;

4) выявление возможных связей активных тектонических и вулканических процессов.

Фактической основой работы послужили результаты полевых исследований, проведенных автором на полуострове Камчатка в 2010-2016 гг. в составе полевых отрядов ГИН РАН и палеосейсмологического отряда Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и данные дистанционного зондирования Земли высокого разрешения. Помимо собственно структурно-геоморфологического дешифрирования, для получения параметров разломов по данным ДЗЗ автором создано 12 стереоскопических моделей местности и 2 детальных цифровых модели рельефа (ЦМР). В ходе полевых работ в пределах Ключевской группы вулканов, в осевой зоне Восточного вулканического фронта и на Южной Камчатке близ вулкана Горелый плоскости отдельных разломов были вскрыты канавами, для каждой из них установлены кинематика, количество и возраст голоценовых подвижек.

Методы исследования. Поскольку активные разломы деформируют не только отложения, но и формы рельефа, базовым методом исследования является геолого-геоморфологическое дешифрирование аэрофото- и космоснимков, в том числе в стереорежиме. Фотограмметрические измерения по стереомоделям, цифровым моделям рельефа и методом радиолокационной интерферометрии позволили получить геометрические параметры разломных уступов для всего обширного района исследований. Полевые исследования включали в себя

геодезическую съемку деформированных форм рельефа, а также детальное описание и последующая интерпретация деформированных отложений, вскрытых канавами («тренчинг»). Детальное датирование голоценовых подвижек производилось тефрохронологическим методом.

Научная новизна работы заключается в следующем:

1. Впервые выявлены основные закономерности пространственного распределения и параметры активных разломов вулканических областей Камчатки; полученные данные представлены в виде электронной карты, по детальности аналогичной карте масштаба 1 : 15 000.

2. Выявлены особенности движений по активным разломам вулканических поясов: частые подвижки и малые (дециметрового и сантиметрового масштаба) величины разовых смещений.

3. На основе полученных данных об активных разломах показано, что земная кора в вулканических поясах испытывает поперечное им удлинение; определена средняя за позднеплейстоцен-голоценовое время скорость удлинения, структурными данными обоснована небольшая, по сравнению с авулканическими районами, мощность верхнего слоя земной коры, испытывающего хрупкие разломные деформации.

4. Показаны различия между разломной тектоникой (ее основными характеристиками) вулканических поясов Южной и Центральной Камчатки, предложена интерпретация этих различий в связи с продольными вариациями в характере и интенсивности деформации островной дуги в целом.

Защищаемые положения:

1. В активных вулканических областях Камчатки развиты как собственно тектонические активные разломы, представленные исключительно сбросами, так и трещины гидроразрыва, создаваемые продвигающейся к поверхности магмой. И те, и другие ориентированы преимущественно вдоль островной дуги, согласно с простиранием зоны субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку.

2. Активные сбросовые разломы в пределах вулканических поясов обнаруживают два типа распределения: в виде узкой непрерывной сегментированной системы телескопированных грабенов в осевой части пояса (ВВФ в пределах Центральной Камчатки), или широкой полосы обособленных разломов (вулканические пояса юга Камчатки и Срединного хребта).

3. Простирание дизъюнктивных нарушений обоих типов – сбросов и трещин гидроразрыва – свидетельствует о растяжении земной коры под вулканическими поясами Камчатки, поперечном их простиранию. Скорость раздвигания убывает вдоль Камчатки с севера на юг, с удалением от северного края погружающейся плиты. В восточном вулканическом фронте она составляет примерно 4 мм в год – примерно 22% от скорости общего раздвигания Центральной Камчатки, составляющего около 18 мм в год. На Южной Камчатке скорость раздвигания на порядок меньше – 1,6 мм/год, все оно реализуется в вулканическом поясе.

4. Пространственное и временное совмещение активных вулканических процессов и разломной сбросовой тектоники в ВВФ обеспечивается региональным растяжением Камчатки и утонением под осевой частью вулканического пояса хрупкого слоя земной коры. Относительно небольшая мощность хрупкого слоя под вулканическим поясом определяет также особый тип движений по сбросам – с частыми, но малоамплитудными, подвижками, генерирующими землетрясения малых магнитуд.

Практическое значение исследования заключается в получении параметров движений по разломам, необходимых для оценки сейсмической опасности.

Апробация. Результаты проведенных исследований были представлены на международных конференциях European Geosciences Union General Assembly (Вена, 2014) и «Современные информационные технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле (ITES-2014)» (Петропавловск-Камчатский, 2014); Тектоническом совещании МТК XLIX «Тектоника

современных и древних океанов и их окраин» (Москва, 2017). По теме диссертации опубликовано пять статей в изданиях, рекомендованных ВАК РФ [Зеленин, 2017; Романова и др., 2015, Kozhurin, Zelenin, 2017; Churikova et al., 2015; Ponomareva et al. 2017], получено свидетельство о государственной регистрации базы данных «ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки» №2016620587.

Структура и объем работы.

Традиционно позднечетвертичный вулканизм Камчатки разделяют на два пояса (см. рис. 1): Восточный вулканический пояс или Восточный вулканический фронт (ВВФ) и вулканический пояс Срединного хребта, разделенные Центральной Камчатской депрессией (ЦКД) [Ponomareva et al., 2007]. Отдельно от Восточного вулканического фронта зачастую рассматривают вулканы ЦКД: Шивелуч и Ключевскую группу вулканов. Собственно ВВФ протягивается непрерывной полосой с единственным авулканическим промежутком – Начикинской зоной поперечных дислокаций [Мелекесцев и др., 1974]. Таким образом, пространственная организация позднечетвертичного вулканизма Камчатки соответствует четырем регионам: ВВФ в пределах Центральной Камчатки, ВВФ в пределах Южной Камчатки, вулканы ЦКД и вулканы Срединного хребта. В соответствии с этим делением построена структура работы – каждый регион описан в отдельной главе; заключительная глава посвящена общим региональным закономерностям активной тектоники вулканических областей Камчатки и полуострова в целом.

Диссертация состоит из введения, главы, посвященной геологическому строению Камчатки, методической главы, четырех глав, соответствующих районированию вулканизма Камчатки, главы, обобщающей полученные результаты, заключения и списка литературы (137 наименований), изложенных на 111 страницах текста, и содержит 46 рисунков и 2 таблицы.

Благодарности.

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н. А.И. Кожурину за руководство, организацию исследования, наставления и всевозможную поддержку. Автор глубоко признателен своим учителям и коллегам, сотрудникам ИВиС ДВО РАН д.г.н. В.В. Пономаревой и д.г.-м.н. Т.К. Пинегиной за помощь на всех этапах работы – начиная от организации экспедиций до ценных рекомендаций касательно написания диссертации. Автор благодарит коллектив лаборатории Неотектоники и современной геодинамики Геологического института РАН за поддержку и плодотворные обсуждения; а также всех товарищей по полевым работам, родных и близких, помогавших и вдохновлявших при написании диссертации.

Работы по теме диссертации проводились при финансовой поддержке РФФИ и РНФ, а также в рамках тем научно-исследовательских работ ГИН РАН, направленных на изучение новейшей и активной тектоники Альпийско-Гималайского и Притихоокеанского подвижных поясов.

Глава 1. Геологическое строение полуострова Камчатка

Раздел подготовлен преимущественно по литературным источникам и предназначен для формирования у читателя представления о специфике истории развития и современной геодинамической обстановки полуострова.

Полуостров Камчатка – часть активной Курило-Камчатской островодужной системы, протягивающейся на 2 000 км от Японии на юге до сочленения с Алеутской дугой на севере (см. рис. 1, врезка). Современное единство этой системы проявляется в непрерывных глубоководном желобе, сейсмофокальной зоне и поясе активного вулканизма. В то же время, Курильская островная дуга существует начиная с олигоцена [Lander, Shapiro, 2007], а современная структура Камчатки приобрела свой облик лишь в последние миллионы лет [Селиверстов, 2009], причем некоторые специфические черты структурного рисунка возникли в четвертичное время [Lander, Shapiro,2007].

Сложность и специфичность геологического строения Камчатки обусловили различные подходы к тектоническому районированию ее территории. Опубликовано большое количество тектонических работ, [Власов, Ярмолюк, Жегалов, 1963; Леглер, 1977], в том числе посвященных аккреционной тектонике Камчатки [Зинкевич, Константиновская, Цуканов, 1989; Аккреционная…, 1993; Константиновская, 2003; Цуканов, 1991].

В геологических образованиях Камчатки обосновано (например, [Государственная…, 2006] выделение четырех структурных ярусов: домезозойского, нижнемелового–нижнеэоценового, среднеэоцен–нижнемиоценового, среднемиоцен–четвертичного (рис. 2,3). Первый, домезозойский, структурный ярус обнажается в осевой части Срединного хребта

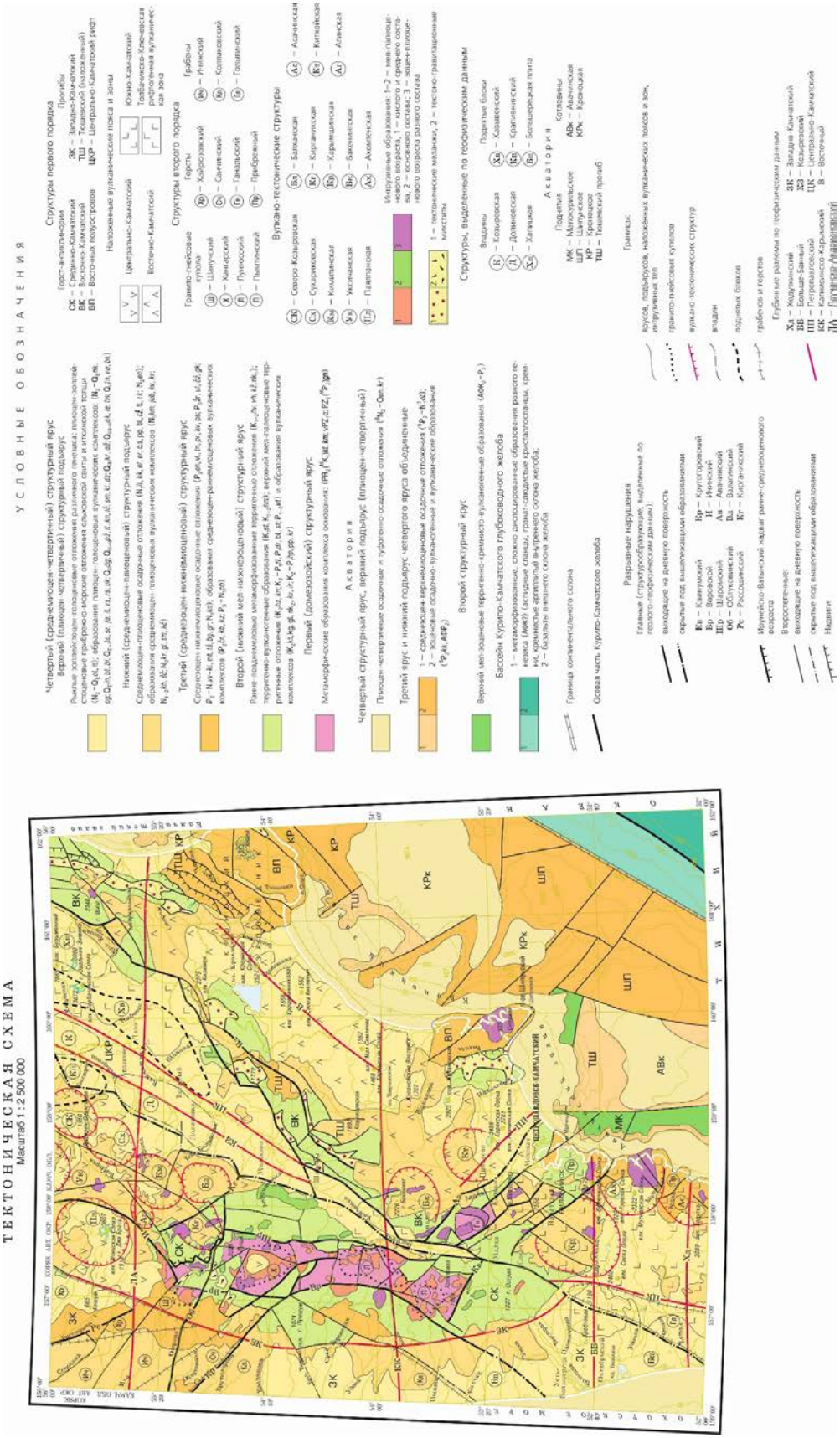


Рис. 2. Тектоническая схема листа Государственной геологической карты N-57, третье поколение [Государственная…, 2006].

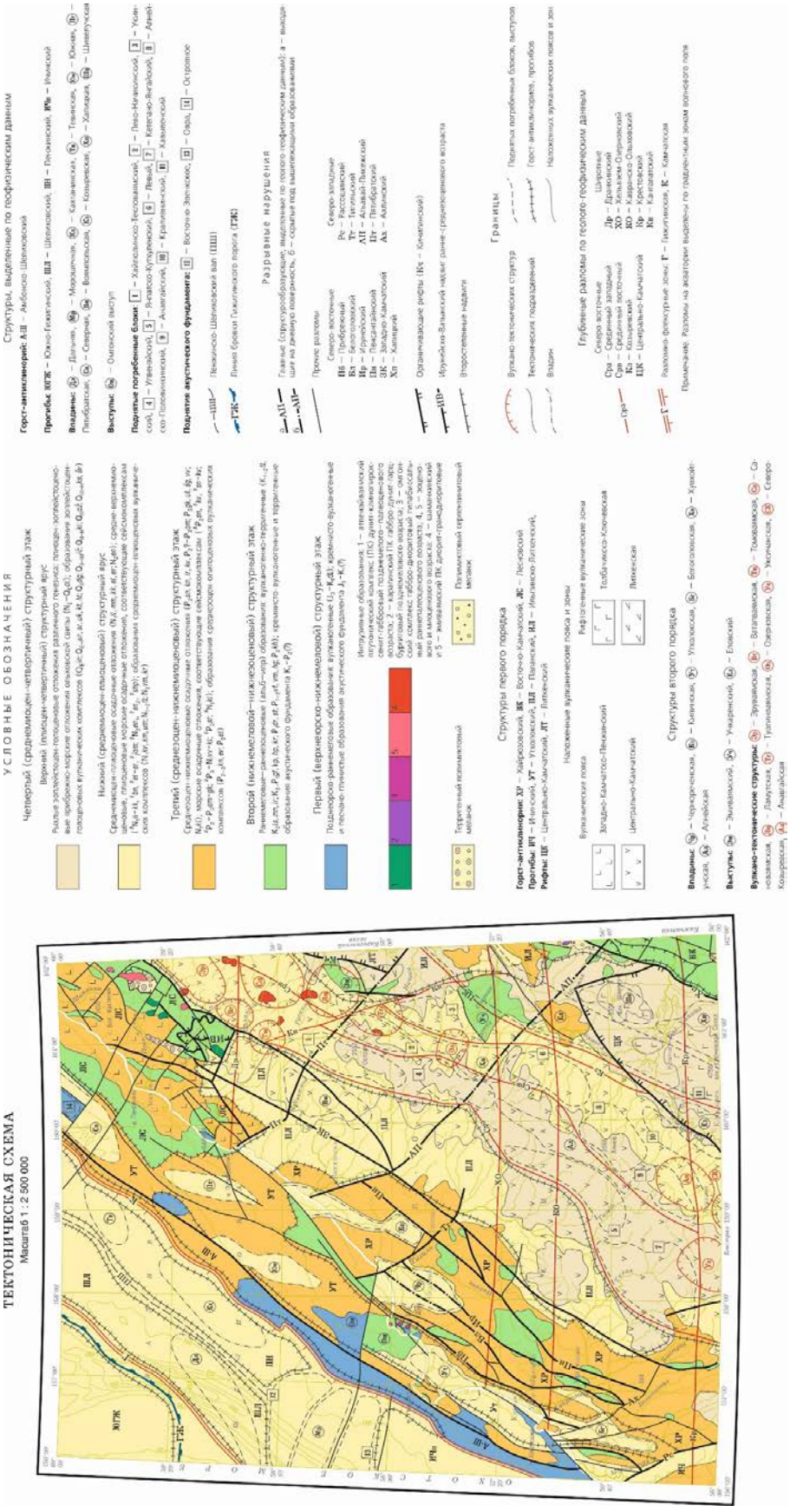


Рис. 3. Тектоническая схема листа Государственной геологической карты О-57, третье поколение [Государственная…, 2013].

и на юге Ганальского хребта и сложен метаморфическими образованиями и массивами мигматит-плагиогранитовой формации, для которых характерно блоковое строение, интенсивные пликативные и дизъюнктивные дислокации. Породы второго, нижнемелового–нижнеэоценового, структурного яруса широко развиты в Срединном и Восточном хребтах. В нижней части яруса развиты метаморфическая и тектоническая сланцеватость, обычно совпадающая с первичной слоистостью. Третий, среднеэоцен-нижнемиоценовый, структурный ярус залегает с резким угловым несогласием, с базальными конгломератами в основании на нижележащих породах. Четвертый, среднемиоцен-четвертичный, структурный ярус залегает с угловым несогласием на всех нижних ярусах и разделен на два подъяруса: нижний (среднемиоцен-плиоценовый) и верхний (плиоцен-четвертичный). Туфогенно-осадочные отложения нижнего подъяруса слабо дислоцированы, залегают субгоризонтально или смяты в пологие линейные складки. Покровные вулканиты, как правило, залегают горизонтально и субгоризонтально на подстилающих породах. Верхний подъярус (плиоцен-четвертичный) сложен вулканогенными образованиями и рыхлыми отложениями, залегающим горизонтально.

1.1. Дочетвертичные структуры Камчатки

К главным структурам территории относят [Государственная…, 2006] вытянутые вдоль полуострова Западно-Камчатский прогиб, Срединно-Камчатский горст-антиклинорий, Центрально-Камчатский рифт, Восточно-Камчатский горст-антиклинорий, Горст-антиклинорий Восточных полуостровов (см. рис. 2, 3). Последние два разделены наложенным Тюшевским прогибом (здесь и далее в разделе названия геологических структур приведены по [Государственная…, 2006; Государственная…, 2013], если не указано иного). В пределах этих крупнейших структур, в свою очередь, выделяют гранито-гнейсовые купола, горсты, грабены, вулкано-тектонические структуры, а также впадины и поднятые блоки, проявленные в поле силы тяжести.

Западно-Камчатский прогиб занимает западную равнинную часть полуострова и прилегающую акваторию Охотского моря. Максимальная ширина прогиба в пределах суши на севере достигает 64 км, минимальная на юге – 46 км. Прогиб сложен образованиями третьего и четвертого структурных ярусов. Среднеэоценовые–нижнемиоценовые отложения третьего структурного яруса залегают с угловым несогласием на меловых терригенных образованиях, вскрытых скважинами на глубинах 1,5-2,5 км [Гладенков и др., 1997].

Срединно-Камчатский горст-антиклинорий простирается в меридиональном направлении на расстояние 250–260 км, максимальная ширина его 60–65 км. В его строении участвуют как метаморфические породы комплекса основания, так и терригенные и вулканогенные породы мелового возраста, слагающие крылья этой структуры [Рихтер, 1995]. Поперечный профиль горст-антиклинория асимметричный с пологим западным крылом и более крутым восточным. В геологической структуре Центрально Камчатскойd зоны участвуют тектонически совмещенные комплексы позднемеловых пород, сформированные в окраинноморском бассейне и в условиях островной дуги. К югу меловые породы постепенно погружаются, образуя периклинальное замыкание.

Срединный метаморфический массив, являющийся ядром Срединно-Камчатского горст-антиклинория, имеет удлиненную форму и простирается в субмеридиональном направлении на расстояние до 200 км при ширине 30-40 км. Он обособлен протяженными Шаромским разломом с востока, Воровским разломом с запада и Квинумским разломом с юга [Государственная…, 2006]. В осевой части массива вскрываются метаморфические породы гранулитовой фации [Ханчук, 1985], в качестве протолита которых называют граувакки, полимиктовые песчаники и глинистые породы [Рихтер, 1995]. Возраст протолита установлен U-Rb и Sm-Nd датировками и относится к позднему протерозою [Кузьмин, Беляцкий, Пузанков, 2003]. Время главного этапа метаморфизма, согласно Rb-Sr изохронным определениям [Виноградов, Григорьев, 1994], соответствует раннему мелу.

Центрально-Камчатский рифт (Центральная Камчатская депрессия [Мелекесцев и др., 1974]) простирается в северо-восточном направлении от бассейна р. Плотникова на юго-западе до широты вулкана Шивелуч на северо-востоке. С северо-запада и юго-востока рифт ограничен разломами. В плане рифт имеет форму треугольника, сужающегося на юго-запад. Активно развивающиеся на неотектоническом этапе разломные ограничения этой структуры рассмотрены в разделе 1.3.

Восточно-Камчатский горст-антиклинорий протягивается вдоль юго-восточного борта Центрально-Камчатского рифта и далее на север по акватории Берингова моря от п-ова Озерной до о. Карагинский. С юга он ограничен Малки-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, а на юго-востоке граничит по надвигу Гречишкина с Тюшевским прогибом. Большая часть горст-антиклинория перекрыта неоген-четвертичными вулканитами Восточно-Камчатского вулканического пояса; поперечный профиль горст-антиклинория резко асимметричный: западный борт круто обрывается к Центрально-Камчатскому рифту, а восточное крыло полого погружается на восток. Породы, принимающие участие в строении нижнего яруса горста, сложно дислоцированы, и разбиты на блоки многочисленными нарушениями северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений [Государственная…, 2006; Государственная…, 2013].

Малки-Петропавловская [Геология СССР, 1964] (Начикинская [Мелекесцев и др., 1974], Авачинская [Lander, Shapiro, 2007]) складчато-глыбовая зона поперечных дислокаций, ограничивающая с юга Восточно-Камчатский горст-антиклинорий, имеет отчетливую северо-западную ориентировку блоков и ограничивающих их разломов. В горстовых поднятиях выведены на поверхность образования первого (домезозойского) и второго (раннемелового–раннеэоценового) структурных ярусов. Средняя ширина Малкинско-Петропавловской зоны составляет 35 км, значительная часть ее перекрыта отложениями третьего (среднеэоцен-нижнемиоценового) структурного яруса, плиоценовыми и четвертичными вулканитами.

Тюшевский прогиб протягивается в северо-восточном направлении. На северо-западе он граничит по надвигу Гречишкина с Восточно-Камчатским горст-антиклинорием, на востоке и юго-востоке соприкасается с северной оконечностью горст-антиклинория восточных полуостровов. Протяжённость прогиба в пределах суши 90 км, ширина колеблется от 10 до 15 км. В его строении принимают участие залегающие несогласно на подстилающих образованиях среднеэоценовые–плиоценовые осадочные и вулканогенно-осадочные образования [Государственная…, 2006; Государственная…, 2013]. Отложения Тюшевского прогиба смяты в пологие складки с размахом крыльев в первые километры и углами падения крыльев 10–30°. Максимальная мощность разреза на северо-западном крыле составляет 4000–4500 м. Центральная часть прогиба перекрыта четвертичными вулканитами. В юго-восточной части, на Кроноцком перешейке мощность отложений варьирует от 1000 до 5200 м [Государственная…, 2006]. В северной части наиболее широкая часть прогиба находится напротив п-ова Камчатский. Мощность осадков здесь достигает 4–5 км при ширине прогиба до 15 км [Государственная…, 2013].

Горст-антиклинорий Восточных полуостровов с северо-западной стороны граничит с Тюшевским наложенным прогибом. В рельефе ему соответствуют Шипунский, Кроноцкий и Камчатский полуострова, а также Шипунское и Кроноцкое поднятия донного рельефа. В строении горст-антиклинория в его южной части принимают участие среднеэоценовые вулканогенные образования, прорванные субвулканическими телами и интрузиями шипунского габбро-гранодиоритового комплекса, разбитые на блоки и смятые в относительно пологие складки с падением пластов 20–40°. Лишь в пределах полуострова Камчатский в ядре горст-антиклинория на поверхность выходят мел-палеоценовые породы второго структурного этажа [Аккреционная…, 1993].

1.2. Островодужные вулканические комплексы Камчатки

Описанное выше сочетание геологических структур, не характерное для островных дуг, связывают с развитием здесь трех разновозрастных островодужных вулканических комплексов. Наиболее древним является эоцен-олигоценовый Западно-Камчатско-Корякский вулканоплутонический комплекс [Филатова, 1988]. Срединный хребет Камчатки соответствует Срединно-Камчатской вулканической дуге (см. рис. 1), активной с олигоцена по настоящее время и продолжающейся на юг Южно-Камчатско-Курильской вулканической дугой [Авдейко, Подпруженко, Палуева, 2002]. Вулканический пояс Восточной Камчатки имеет плиоцен-четвертичный возраст, здесь неизвестны вулканиты старше 5 млн. лет [Lander, Shapiro, 2007]. Такое сочетание вулканических дуг не характерно ни для расположенных южнее Курильских островов [Мелекесцев и др., 1974], ни для примыкающей к Камчатке с востока Алеутской островной дуги [Nakamura, Jacob, Davies, 1977]. В обоих этих случаях островодужный вулканизм сконцентрирован в едином поясе, параллельном глубоководному желобу.

Наличие разобщенных в пространстве вулканических дуг разного возраста Камчатки объяснялся как ее положением на стыке зон субдукции [Tatsumi et al., 1994], обуславливающим повышенные температуры мантийного клина и два уровня дегидратации слэба, так и историей формирования современной островодужной системы: вулканические пояса отвечают различным островодужным системам, сближенным в ходе позднекайнозойского развития северо-западной Пацифики. Наиболее разработанные модели образования современных вулканических поясов Камчатки были предложены в работах [Авдейко, Палуева, Хлебородова, 2006; Селиверстов, 2009], история плиоцен-четвертичного взаимодействия Камчатки и Кроноцкой островной дуги представлена в [Lander, Shapiro, 2007]. Во всех этих работах структурную границу между относительно стабильной Курильской островной дугой и сложной островодужной системой Камчатки соотносят с расположенной в южной части полуострова Начикинской [Мелекесцев и др., 1974], Малки-Петропавловской

[Геология СССР, 1964] или Авачинской [Lander, Shapiro, 2007] зоной поперечных дислокаций, которую названные авторы интерпретируют как реликт трансформного разлома субдукция-субдукция.

По Н.И. Селиверстову [1998, 2009], произошедшая в плиоцен-четвертичное время миграция зоны островодужного магматизма обусловлена аккрецией фрагментов островной дуги Ширшова-Бауэрс и последовавшим вслед за этим увеличением наклона камчатской зоны субдукции, когда под Камчатку начала погружаться более плотная позднемезозойская океаническая литосфера. По Г.П. Авдейко с соавторами [2006], в конце миоцена произошел перескок зоны субдукции (рис. 4) в связи с аккрецией Кроноцкой палеодуги, имеющей положительную плавучесть. После перескока произошло постепенное прекращение субдукции под Срединный хребет. Судя по сейсмотомографическим данным [Gorbatov et al. 2000], прекращение субдукции сопровождалось отрывом и опусканием более тяжелой части океанической плиты в мантию до глубин 600-1000 км. При скорости конвергенции 7,6 см/год [De Mets, 1992] верхний край слэба должен опуститься на глубину около 600 км за 9-10 млн лет [Gorbatov, Kostoglodov, 1997], что соответствует времени начала субдукции под Восточную Камчатку.

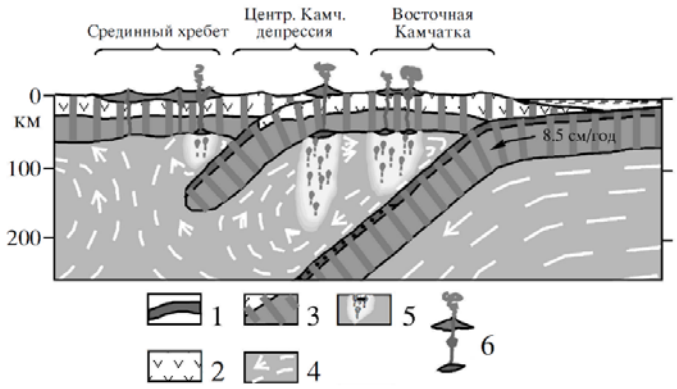


Рис. 4. Строение зоны субдукции под Центральной Камчаткой [Авдейко, Палуева, Хлебородова, 2006]. 1 - океаническая кора, 2 - континентальная кора, 3 - литосфера, 4 - астеносфера с линиями течения, 5 - зона типичного островодужного магмообразования, 6 - магматические очаги и пути подъема островодужных магм в литосфере.

В обеих моделях вулканический пояс Срединного хребта интерпретируется как реликт надсубдукционного вулканизма, сместившегося к востоку после причленения к Камчатке Кроноцкой дуги [Авдейко, Палуева, Хлебородова, 2006] или дуги Ширшова-Бауэрс [Селиверстов, 2009], выраженной в современном

рельефе Шипунским, Кроноцким и Камчатским полуостровами. Возраст вулканитов, перекрывающих надвиг Гречишкина – структурную границу Кроноцкой дуги (см. рис. 1, 2), составляет 5 млн лет [Lander, Shapiro, 2007]. Этот возраст согласуется с палеомагнитными определениями наиболее молодых островодужных пород Кроноцкой дуги [Levashova et al., 2000]. С учетом этих данных и вариаций в глубинах субдукционной сейсмичности Ландер и Шапиро [Lander, Shapiro, 2007] обосновали время коллизии для Шипунского, Кроноцкого и Камчатского полуостровов в 7, 5 и 2 млн. лет назад соответственно.

Начиная с этого времени Камчатка развивается в принципиально иной обстановке – коллизия островных дуг проявляется только в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуги, на полуострове Камчатский [Кожурин и др., 2014], а для всей Камчатки южнее широты полуострова Камчатский предполагается растяжение, постепенно уменьшающееся с удалением от Алеутской дуги и северной границы Тихоокеанской плиты [Schellart et al., 2007].

1.3. Неотектонический этап развития Камчатки

Таким образом, на фоне перестройки островных дуг северо-западной Пацифики в неогеновое время вполне обоснованной выглядит гипотеза о смене режима деформирования полуострова на неотектоническом этапе. И действительно, накопленные к настоящему времени данные свидетельствуют об этапах выравнивания в конце раннего плиоцена и на рубеже эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена [Мелекесцев, 1974]. Период стабилизации тектонического режима, проявленный в формировании предорогенной поверхности и завершившийся излияниями платобазальтов нижнего неоплейстоцена [Мелекесцев, 1974, Шеймович, Патока, 2000] является нижней границей этапа горообразования, продолжающегося и по настоящее время. Таким образом, не существует веских оснований a priori судить об унаследованном развитии активных структур, скорее же древние структуры являются не более чем пассивной средой, испытывающей деформации неотектонического этапа.

Крупнейшим элементом современной структуры Камчатки является Центральная Камчатская депрессия (см. рис. 1), обрамленная с востока и запада Восточными хребтами и Срединным хребтом, соответственно, и не продолжающаяся южнее Начикинской зоны поперечных дислокаций. Эта депрессия имеет асимметричное строение с пологим западным и крутым восточным бортом. Начало формирования ЦКД относят к позднему плиоцену [Мелекесцев и др., 1974].

Граница между ЦКД и Восточными хребтами представляет собой систему сбросов (Восточно-Камчатская зона разломов, ВКЗР по [Kozhurin et al., 2006]). В северной и южной части зоны бóльшая часть смещения приурочена к главной плоскости, тогда как в центральной части ВКЗР состоит из множества разломов и обособленных ими блоков (см. рис. 1). Начало формирования этой зоны маркируется горизонтами крупнообломочных отложений, которые относят к среднеплейстоценовому межледниковью [Брайцева и др., 1968], около 300 тыс. л.н. [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Суммарное смещение, выраженное в рельефе, соотнесенное с этим периодом времени, соответствует скорости горизонтального раздвигания 13,7 ± 3,0 мм/год [Kozhurin, Zelenin, 2017].

Разломы Срединного хребта охарактеризованы, например, в [Kozhurin et al., 2006]. Их разрозненность и слабая сохранность уступов, различимых на аэрофото- и космоснимках, позволяют судить о больших периодах повторяемости подвижек и, возможно, отсутствии активных среди них.

Глава 2. Методика исследования

Цель исследования состоит в выявлении параметров активной разломной тектоники вулканических поясов Камчатки и, на этой основе, определении характера деформаций земной коры в их пределах, а также связи активных тектонических и вулканических процессов. Это обуславливает специфический набор методов неотектонических исследований, включающий в себя спектр аэкрокосмических, структурно-геоморфологических методов, а также тренчинг, как специфическое приложение метода анализа фаций и мощностей для восстановления истории движений по активным разломам. Для датирования как вулканических событий, так и движений по разломам, использовался тефрохронологический метод.

2.1. Понятие активного разлома

Движения по разломам происходят неравномерно во времени, поэтому отдельного обсуждения заслуживает понятие активности разлома. В середине XX в. были предложены синонимичные термины – «активный разлом» и «живой разлом», то есть разломы, демонстрирующие проявления современных движений, что дает основания предполагать активность и в ближайшем будущем [Трифонов, Кожурин, 2010]. Позднее, по аналогии с этими терминами, возникло более широкое понятие “активная тектоника” [Active tectonics, 1986].

В наиболее общей формулировке активным является разлом, движения по которому не только происходили, но и будут происходить в будущем. Основанием для суждения такого рода является геологическая история разлома – факт наличия подвижек по разлому в течение некоторого времени до настоящего момента. Период времени, необходимый и достаточный для определения активности в формулировках разных авторов варьирует от 10 тыс. лет [Allen, 1975] до 400 тыс. лет [Nikonov, 1995]. В.Г. Трифонов [1983, 1985], опираясь на данные по Альпийско-Гималайскому поясу и западу США, предлагает в качестве такого периода последние 100–130 тыс. лет. Во всех этих определениях

подразумевается, что хотя бы одна подвижка по разлому, произошедшая в течение некоторого времени (10, 100–130 или 400 тыс. лет), дает основание полагать, с той или иной степенью уверенности, что подвижка по разлому возможна и в некотором ближайшем геологическом будущем. Названный временной интервал соответствует максимальному периоду повторяемости подвижек по разломам: если со времени последней подвижки прошло меньше времени, то подвижка по разлому возможна в недалеком будущем, разлом активен. Важно заметить, что для отдельного разрыва период повторяемости может отличаться от приведенных выше максимальных оценок. В связи с этим был разработан подход [McCalpin, 2009], согласно которому, характерный период повторяемости подвижек по разлому может быть определен палеосейсмологическими методами и использован для определения активности разлома: если движений по разлому не было в течение нескольких средних периодов повторяемости, то разлом неактивен (рис. 5А); если же время, прошедшее с момента последней подвижки, меньше или сравнимо со средним периодом повторяемости – разлом, скорее всего, активен (рис. 5Б). Кроме того, все активные разломы развиваются синхронно (в геологическом масштабе времени), а, значит, образуют структурный рисунок одновозрастных парагенезов по Н.В. Лукьянову [1991].

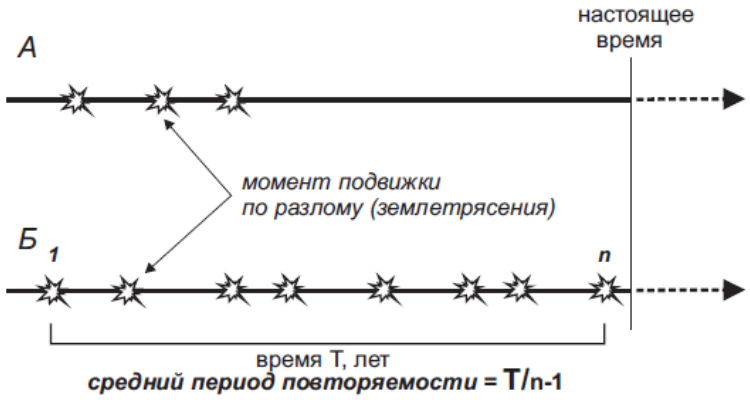


Рис. 5. Схема соотношений периода повторяемости подвижек и возраста последней подвижки по и неактивному (А) и активному (Б) разломам [Кожурин, Пономарева, Пинегина, 2008].

2.2. Структурно-геоморфологическое дешифрирование

Из определений активного разлома, опирающихся на максимальный период повторяемости в 10–130 тыс. лет, следует базовое предположение, определяющее ключевую роль аэрокосмических методов исследования: активные разломы деформируют позднечетвертичные формы рельефа и коррелятные им отложения. Конкретные особенности развития разломов и коррелятных им форм рельефа приведены в [Трифонов, Кожурин, 2010]. Очевидно, что чем моложе последняя подвижка, тем большее количество поверхностей ей деформировано, разлом отчетливо виден на местности. С увеличением периода повторяемости подвижек все меньшее число молодых поверхностей оказываются затронутыми последней подвижкой, следы разлома сохраняются лишь на более древних поверхностях. Вследствие этого, линия разлома на земной поверхности разбивается на все большее количество фрагментов, становится прерывистой, а разломный уступ размывается и становится более пологим.

Конкретное выражение разлома в рельефе определяется сочетанием многих факторов, главными из которых являются генетический тип деформированной поверхности и характер движений по разрыву. Практически любой активный разлом формирует той или иной высоты, крутизны и поперечной морфологии уступ земной поверхности. Для сбросов и взбросов причины формирования уступа очевидны, при чистых сдвигах уступы также возникают, но за счет горизонтального смещения форм рельефа, который никогда не бывает идеально плоским и горизонтальным. В этом случае, вертикальное смещение является только видимым, не свидетельствуя о наличии вертикальной компоненты смещений.

Длительная активность разлома со значительной вертикальной компонентой подвижек обуславливает резкое изменение высоты разломного уступа, то есть видимого смещения, и иных параметров поперечной морфологии уступа при переходе от поверхности одного возраста к поверхности другого возраста. Сдвиговые движения наиболее очевидно проявляются в смещении относительно

прямолинейных долин водотоков. Величина смещения будет максимальна для наиболее древних форм рельефа – например, высоких речных террас, уменьшаясь на более молодых поверхностях. Смещение поймы и активного русла возможно, если частота подвижек выше, чем скорость формирование соответствующих форм рельефа, но не обязательно при редких подвижках или интенсивной эрозионной и аккумулятивной активности.

К важным косвенным дешифровочным признакам разломов, относятся 1) накопление величины смещения со временем (чем древнее смещенное образование, тем на большую величину оно смещено, а продолжение разлома на более молодые поверхности рельефа будет иметь меньшую видимую амплитуду), 2) сохранение направления движений по разлому в течение длительного времени, 3) любой активный разлом формируется при том же напряженном состоянии литосферы, что и прочие активные структуры региона, и оттого его кинематика не может противоречить общему структурному рисунку.

Из названных признаков вытекают основные требования к подбору данных дистанционного зондирования – возможность измерения или, как минимум, оценки высоты разломного уступа и величины выраженного в рельефе горизонтального смещения и непрерывный пространственный охват съемкой однородного качества для формирования полной картины распространения структур. Первое требование обуславливает необходимость привлечения цифровых моделей рельефа и стереоизображений; второе требование ограничивает применимость аэрофотоснимков, не умаляя их значимости при изучении конкретных разломов. Соответственно, в качестве базовых материалов ДЗЗ оптимальны свободно распространяемые снимки Landsat 8/OLI (пространственное разрешение до 15 м) и глобальные ЦМР ASTER GDEM и STRM 1 arc-second (пространственное разрешение около 25 м). Их детальность позволяет описать крупнейшие разломы и определить участки для дальнейшего детального изучения. Наилучшие же результаты при дистанционном выявлении, картографировании и изучении разломов показали аналоговые кадровые снимки

проекта KH-9 Hexagon (распространяются Геологической службой США в виде отсканированных цифровых изображений с разрешением 7 мкм/пиксель, что соотетствует пространственному разрешению около 5 м в надире). Перекрытие соседних кадров достаточно для наблюдения стереоэффекта и формирования стереомоделей и ЦМР. Для исправления искажений, возникших при длительном хранении и сканировании пленок, в работе был применен описанный в [Surazakov, Aizen, 2010, Pieczonka et al., 2013] метод определения точек с известными координатами изображения и трансформации изображения сплайновой функцией (рис. 6). Скорректированные таким образом снимки были использованы для создания стереомодели и последующих фотограмметрических измерений в ПО «PHOTOMOD 6.0 lite» (компания «Ракурс»). Лишь для отдельных участков, где аэрофотосъемка выполнялась с малой высоты, АФС имеют преимущество по детальности перед снимками KH-9 Hexagon. Для этих территорий помимо стереомоделей в ПО Photoscan (компания «Agisoft») были созданы ЦМР и ортофотопланы. Так, для плато Широкого, расположенного в Восточном вулканическом фронте, по архивным материалам аэрофотосъемки была построена ЦМР пространственного разрешения 2 м. Точность ЦМР, определенная путем сопоставления с полевыми нивелирными профилями составила около 1 м. Все дистанционные данные были включены в единую геоинформационную систему.

В ходе дешифрирования данных ДЗЗ и фотограмметрических измерений был получен массив геопространственных данных о простираниях структур; статистическая обработка данных была проведена в открытом (лицензия GNU/GPL3) программном обеспечении OpenStereo (Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo). Статистические характеристики были использованы для сопоставления ориентировки выделенных структур с простиранием островной дуги и соответствующего ей отрезка глубоководного желоба.

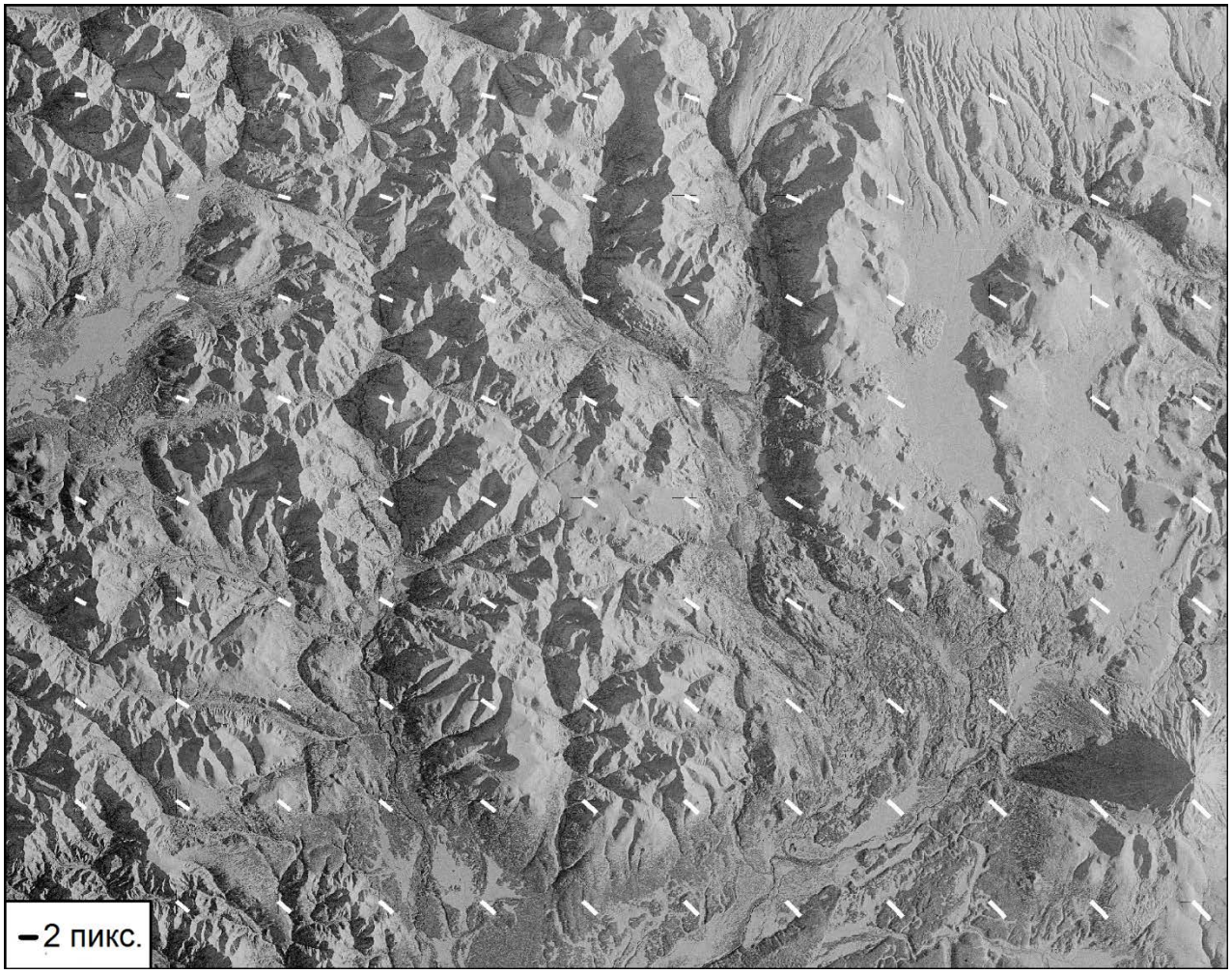


Рис. 6. Фрагмент кадра KH-9 Hexagon, захватывающего вулканический пояс Южной Камчатки. Белыми штрихами показано направление и величина деформации пленки, исправленной при подготовке стереомодели.

2.3. Методы определения возрастов накопленных деформаций

В исследовании используются возрасты сформированных вулканизмом и деформированных активной разломной тектоникой поверхностей, что обуславливает пристальное внимание к позднечетвертичной истории вулканизма Камчатки. Ее голоценовый этап восстановлен в результате многолетних исследований тефрохронологической группы Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС ДВО РАН) в содружестве с сотрудниками Геологического института (ГИН РАН) практически полностью, за исключением некоторых участков Южной Камчатки, а результаты представлены в ряде статей по

отдельным вулканам, включающих карты и схемы их вулканических образований. К сожалению, долгие годы в публикациях не разрешалось приводить масштаб, указывать координаты и показывать речную сеть, что затрудняло привязку опубликованных карт к местности (рис. 7).

Соответственно, перед использованием этих данных совместно с данными ДЗЗ автором была выполнена географическая привязка карт и схем. Во многих случаях контуры распространения тех или иных отложений были уточнены в соответствии с детальными данными ДЗЗ, атрибуты были приведены к единому виду и нормализованы. Подготовленные таким образом карты были собраны в реляционную геопространственную базу данных (БД), структура которой наиболее удобна для использования в ГИС. Запрос на представление данных по голоценовому вулканизму в виде геопространственной БД, обусловил развитие рабочей БД до опубликованной [Романова и др., 2015] и зарегистрированной (Свидетельство о государственной регистрации №2016620587). После разработки способов изображения БД была включена в геопортал Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН как ГИС "Голоценовый вулканизм Камчатки" (рис. 8).

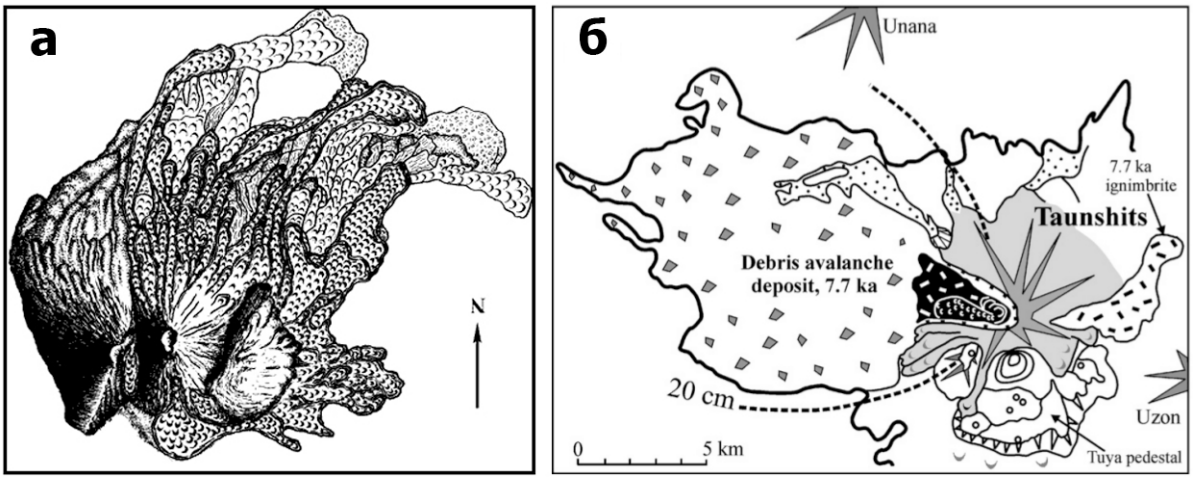


Рис. 7. Примеры источников данных, вошедших в ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки» [Романова и др., 2015]. Схемы отложений вулканов а) Кихпиныч [Брайцева и др., 1985], б) Тауншиц [Ponomareva, Melekestsev, Dirksen, 2006].

Важнейшим методом полевых исследований, позволяющим охарактеризовать непосредственно плоскость разлома вблизи земной поверхности, величины разовых смещений по нему и периодах повторяемости смещений является так называемый тренчинг, то есть выкапывание канавы поперек предполагаемой плоскости разлома и описание деформаций, вызванных подвижками, в стенке искусственного обнажения. Более того, интерпретация отложений в стенке канавы с той или иной точностью позволяет установить количество подвижек по разлому за время накопления вскрытых отложений, их амплитуду и возраст, а на их основе – магнитуду и повторяемость вызванных подвижками по разлому землетрясений [Трифонов, Кожурин, 2010]. Палеосеймологические данные такого рода позволяют судить о примерной магнитуде вызванных подвижками по разлому сильных землетрясений прошлого

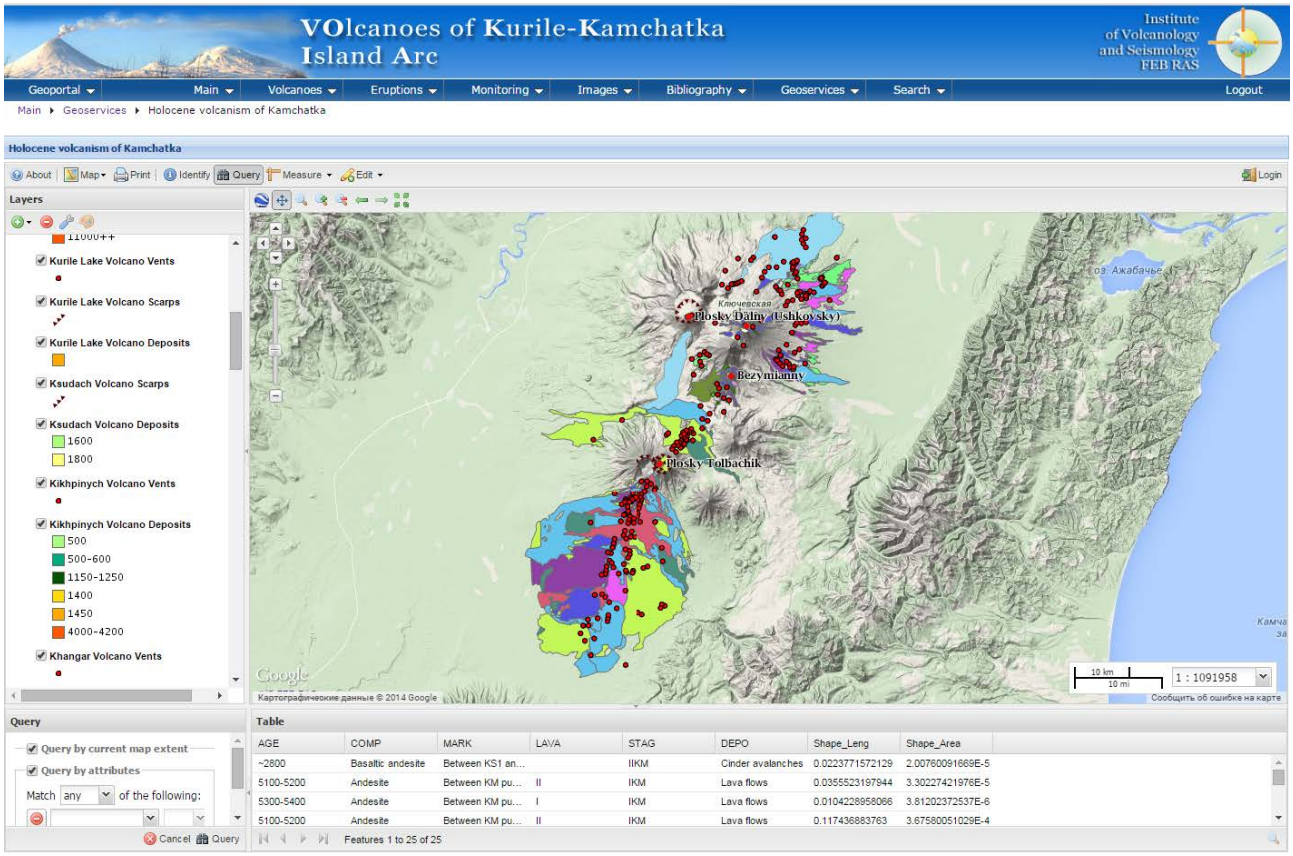


Рис. 8. Веб-интерфейс геосервиса «Голоценовый вулканизм Камчатки» [Романова и др., 2015]

и ожидать, с той или иной степенью достоверности, аналогичного характера подвижек по данному разлому в будущем.

Интерпретация деформированного разломом разреза основана на методах структурного анализа и анализа фаций и мощностей. Деформация земной поверхности приводит к образованию на ней разломного уступа и, затем, специфических коллювиальных отложений за счет нивелирования этой неровности экзогенными процессами. После сейсмического события процессы денудации и аккумуляции формируют новую земную поверхность, которая будет смещена следующей подвижкой по разлому, если таковая произойдет. В целом, особенности строения как нарушенных разломом горизонтов, так и появившихся вследствие подвижек по нему (например, коллювиальных) позволяют выделять земную поверхность, существовавшую на момент подвижки – т.н. «событийный горизонт» [Pantosti, Schwartz, Valensise, 1993].

Результаты изучения разлома в одной канаве, то есть, в единственной точке на его линии, не могут полно характеризовать разлом в целом. Если направление движений и среднюю скорость перемещений за относительно продолжительный период времени можно принять представительными для разлома на всем его протяжении и даже судить по этим параметрам о кинематике всей разломной зоны, то амплитуда одноактного перемещения – это характеристика разлома в определенной его точке.

Одной из задач тренчинга является установление возраста событийного горизонта и, косвенно, повторяемости выявленных подвижек. Специфическим для областей современного вулканизма методом датирования рыхлых отложений является тефрохронологический - данный метод позволяет установить возраст датируемых отложений и объектов по положению в разрезе относительно горизонтов вулканических пеплов с известным возрастом. Собственно тефрохронологическое датирование включает в себя описание разрезов ППЧ, отбор образцов пеплов для определения их минералогического и геохимического состава и органогенных отложений для радиоуглеродного датирования,

осуществляется предварительная идентификация и корреляция пеплов от разреза к разрезу, выявляются местные и транзитные пеплы. Затем, после получения результатов минералогического и геохимического анализов пеплов, проводится корреляция обнаруженных прослоев с горизонтами тефры, возраст которых установлен по результатам предыдущих исследований. Таким образом, возраст каждого горизонта, описанного в разрезе, определяется как временной интервал между возрастами лежащих выше и ниже в разрезе датированных горизонтов пеплов.

Существует несколько подходов к сопоставлению пеплов с известными и датированными пеплопадами. Самым надежным, но и предельно трудоемким способом является непосредственное прослеживание слоев пеплов по простиранию, от центра извержения до границы распространения данного пепла. Предварительная идентификация пеплов возможна и на основе их литологических особенностей, таких как цвет, мощность горизонта, особенности стратификации, сортированность и крупность частиц и т.д. К сожалению, такие характеристики изменчивы по простиранию и не являются уникальными для каждого пепла, что делает невозможным однозначное сопоставление горизонтов тефры. Наиболее надежным способом идентификации в настоящее время является распознавание пеплов на основе их минералогических и геохимических характеристик. Поскольку содержание минеральных зерен может варьировать по простиранию, для распознавания пеплов-маркеров применяется в основном качественная характеристика наличия либо отсутствия минерала-индикатора. К таким минералам-индикаторам для Камчатки относятся оливин, орто- и клинопироксен, роговая обманка и биотит [Braitseva, 1997, Ponomareva et al., 2007].

Наиболее надежными методами сопоставления горизонтов тефры [Lowe, 2010] являются электронно-зондовый микроанализ и группа масс-спектрометрических методов анализа, позволяющие установить состав основных и редких элементов по единичной частице вулканического стекла из образца.

Поскольку тефра отдельного извержения сохраняет принадлежность к определенной геохимической серии и относительное содержание редких элементов от разреза к разрезу [Пономарева, 2010], этих геохимических параметров достаточно, чтобы сопоставить конкретный образец с известным извержением, а в случае возможной неоднозначности – установить вероятность принадлежности к тому или иному извержению. Проведенная таким образом корреляция образцов из множества разрезов позволяет не только установить источник, но и использовать для определения возраста события массив дат, полученных из этих разрезов. Так, для пеплов вулкана Шивелуч известно более 200 радиоуглеродных дат. В результате совместного вероятностного расчета этих дат автором уточнены возрасты 90 пеплопадов со средней точностью 124 года [Ponomareva et al., 2017]. Такой подход обеспечивает максимально точную возрастную привязку сейсмических событий, выявленных в разрезах рыхлых отложений.

2.4. Методы определения поля напряжений и величины деформаций

Полевые и дистанционные измерения параметров отдельных структур позволяют получить общие характеристики деформирования некоторого региона в целом. Известное вертикальное накопленное смещение по отдельным разломам и характерные углы падения позволяют определить горизонтальное смещение по отдельным разломам. Векторная сумма этих смещений соответствует суммарному горизонтальному смещению. Суммарное горизонтальное смещение, накопленное на поверхностях известного возраста, позволяет судить о средней скорости деформаций.

Еще одним маркером региональной и локальной геодинамической обстановки является взаимное расположение шлаковых конусов. Значительная доля вулканических поясов Камчатки представляет собой поля ареального вулканизма [Дирксен, 2009], который зачастую проявляется синхронными извержениями из цепочек шлаковых конусов [Дирксен, 2009, Churikova et al, 2015]. В таком случае естественно предположить поступление магмы по единому

питающему каналу. Как натурные наблюдения, так и физическое моделирование [Rubin, 1995] показывают, что необходимым условием для такого извержения является вспарывание трещиной потоком магмы по механизму гидроразрыва, причем ориентация трещины в однородной среде будет тяготеть к горизонтальной проекции оси минимального сжатия. Несмотря на то, что в пределах отдельного вулканического центра ориентировка может быть подчинена сугубо локальным условиям [Tibaldi, 1995], для полного регионального набора данных показано [Le Corvec et al., 2013] соответствие региональному полю напряжений.

Глава 3. Дизъюнктивные нарушения Восточного вулканического пояса

Рассматриваемая в главе территория с юга ограничена Начикинской [Мелекесцев и др., 1974] или Малки-Петропавловской [Геология СССР, 1964] зоной поперечных дислокаций (см. рис. 1). На севере вулканический пояс смещается к западу и переходит в вулканы Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД), рассматриваемые в главе 5.

3.1. Общая характеристика

Восточный вулканический фронт (Восточно-Камчатский вулканический пояс по [Государственная…, 2006]) приурочен к пологому восточному крылу Восточно-Камчатского горст-антиклинория и осложняет структуру Тюшевского наложенного прогиба. Отложения пояса относят к щапинскому и тумрокскому комплексам плиоцена [Государственная…, 2006], здесь неизвестны вулканиты старше 5 млн. лет [Lander, Shapiro, 2007], что дает основания связывать его зарождение с аккрецией Кроноцкой дуги (например, [Константиновская, 2003]).

Специфической чертой вулканизма этой части ВВФ является распространение четвертичных кальдер и обширных пирокластических полей между ними (рис. 9). Кальдеры сконцентрированы вдоль оси вулканической зоны и во многих случаях наложены друг на друга [Леонов, Гриб, 2004, Bindeman et al., 2010]. Центры современного вулканизма, как моногенные, так и долгоживущие, расположены преимущественно внутри кальдер. Разломы также приурочены к оси пояса и образуют узкую полосу вложенных грабенов, очевидно выделяющихся на фоне пологих пирокластических плато (рис. 10). Система разломов протягивается на ~130 км и состоит из трех сегментов (названия по [Флоренский, Трифонов, 1985]: Жупановско-Карымского на юге, Семячикского в центре и Узонского на севере.

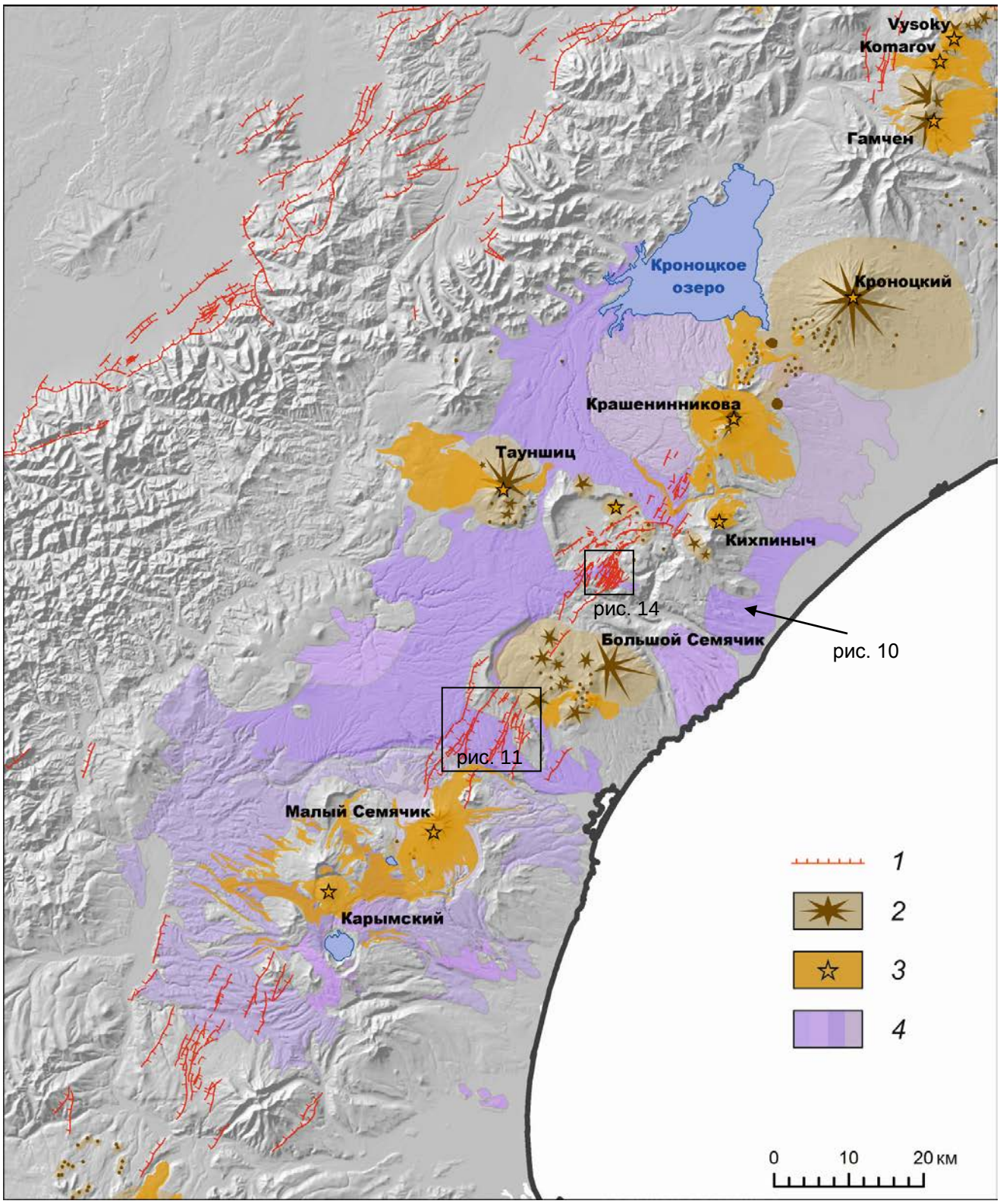


Рис. 9. Дизъюнктивные нарушения Восточного вулканического пояса. 1 – активные сбросы ВВФ [Zelenin, Kozhurin, 2017]. 2 – верхнеплейстоценовые вулканиты и центры извержений [Ponomareva et al., 2007], 3 –голоценовые вулканиты и центры извержений [ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки»], 4 – отдельные поля пирокластических отложений [Bindeman et al., 2010]. Стрелкой показано направление съемки рис. 10. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

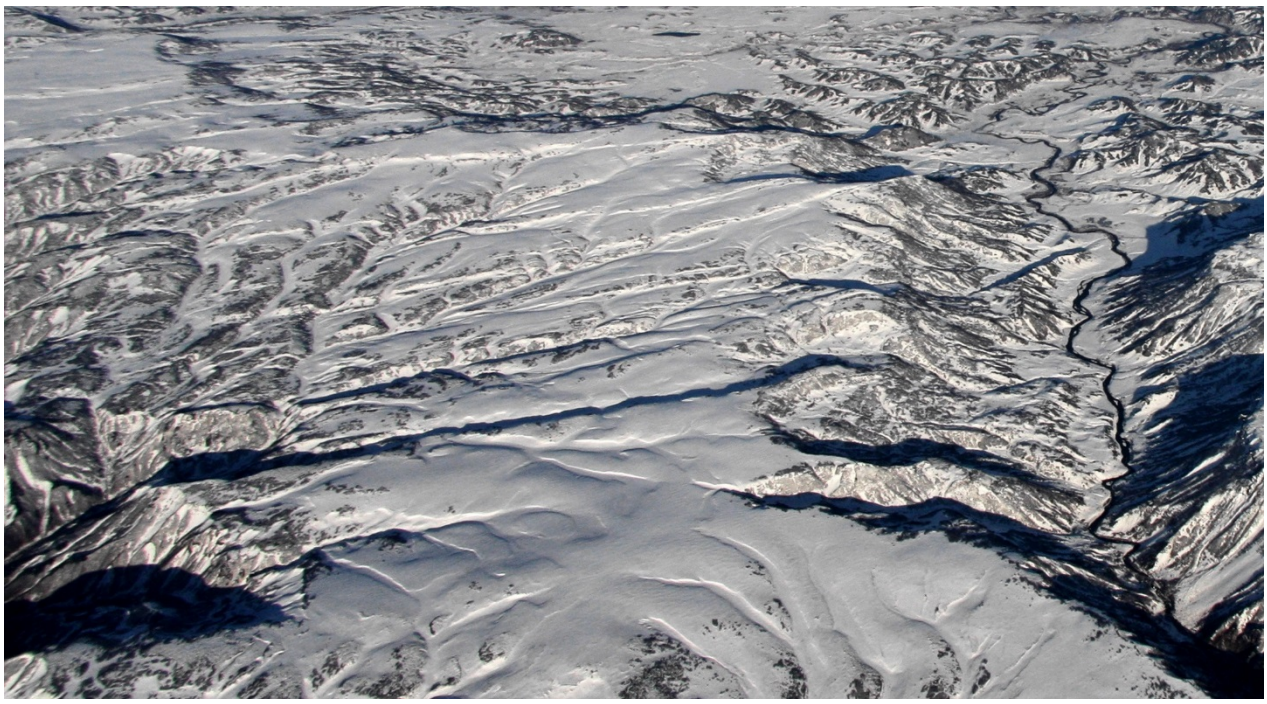


Рис. 10. Плато Широкое, Узонский участок зоны разломов ВВФ, у правой границы кадра долина р. Шумной. Направление съемки показано стрелкой на рис. 9. Фото А.В. Сокоренко.

Первые два участка ограничены кальдерами и выглядят полностью изолированными. Узонский участок, самый северный, включает в себя разрывы на плато Широком, внутри Узон-Гейзерной депрессии и к северу от нее, до кальдеры Крашенинникова (см. рис. 9). На всех участках разрывы нарушают поверхность обширных игнимбритовых покровов, с которым было связано появление крупнейших кальдер пояса. Исключение составляют только разрывы внутри Узон-Гейзерной депрессии, которые деформируют верхнеплейстоценовые посткальдерные вулканические комплексы.

Ширина деформированной зоны постепенно уменьшается от 10 км к югу от Карымского вулкана до 2 км на севере в зоне Узон-Гейзерной депрессии, а во взаимном расположении участков наблюдается кулисность. Медианные значения простираний всех разрывов составляют 22° для Жупановско-Карымского участка, 27° для Семячикского, 31° к югу от Узон-Гейзерной депрессии (плато Широкое) и 26° к северу от нее, в то время как Вулканический пояс, если его аппроксимировать линией, соединяющей кальдеры Академии Наук и Крашенинникова, протягивается в направлении 37°. Заметно отличаются по этому

параметру разрывы внутри Узон-Гейзерной депрессии – для них медианное значение составляет 58°, то есть гораздо более близкое к широтному. Стоит заметить, что разброс индивидуальных значений простираний достаточно велик (стандартные отклонения находятся в диапазоне 10-15°), так что заметно отклоняющимся от общего для пояса простирания (почти на 15°) можно считать только самый южный, Жупановско-Карымский, участок.

Впервые эта зона была описана В.А. Леглером и Л.М. Парфеновым [1979] и интерпретирована как вулканический раздвиг; образование этой зоны объяснялось расклинивающим действием продвигающейся к поверхности магмы. Скорость раздвига составила, по их оценкам, 3 мм/год за промежутки 10, 30 и 100 тыс. лет, причем расчеты опирались на допущения о падении сбросов 60° и характерной мощности даек 2-3 м. К сожалению, никаких фактических данных, обосновывающих такие оценки, приведено не было. Позже эта зона разломов была описана [Флоренский, Трифонов, 1985] как «канал», обеспечивающий поступление магмы к поверхности. Кулисное расположение сегментов с правым подставлением послужило основанием предполагать присутствие левосдвиговой компоненты, сопутствующей поперечному растяжению зоны.

Названные работы [Леглер, Парфенов, 1979, Флоренский, Трифонов, 1985] обеспечили понимание общих закономерностей строения зоны, которых, однако, недостаточно для определения особенностей движения по разломам: направления и величины деформаций, их скорости, а также для установления механизма их формирования и развития. Автором были проведены детальные исследования параметров сбросов: фотограмметрические измерения позволили определить величину накопленного вертикального смещения по отдельным разломам с точностью до 1м и характерные углы падения на нескольких поперечных пересечениях зоны разломов, а данные о возрасте пирокластических отложений [Bindeman et al., 2010, Флоренский, 1984] послужили основанием для оценки скоростей деформаций [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Кинематика движений по

разломам была установлена в ходе полевых палеосейсмологических работ и при дешифрировании стереоснимков высокого разрешения.

3.2. Морфология и кинематика зоны разломов

Один из исследованных участков зоны разломов расположен на безымянном игнимбритовом плато между вулканами Большой и Малый Семячик.

Все разломы на этом пересечении зоны сконцентрированы в узкой полосе шириной примерно 8 км (рис. 11) и образуют в поверхности плато грабен глубиной около 65 м с общим вертикальным смещением по разломам около 170 м (рис. 12). Внутри грабена прослеживаются линейные цепочки западин и воронок, параллельные разломам.

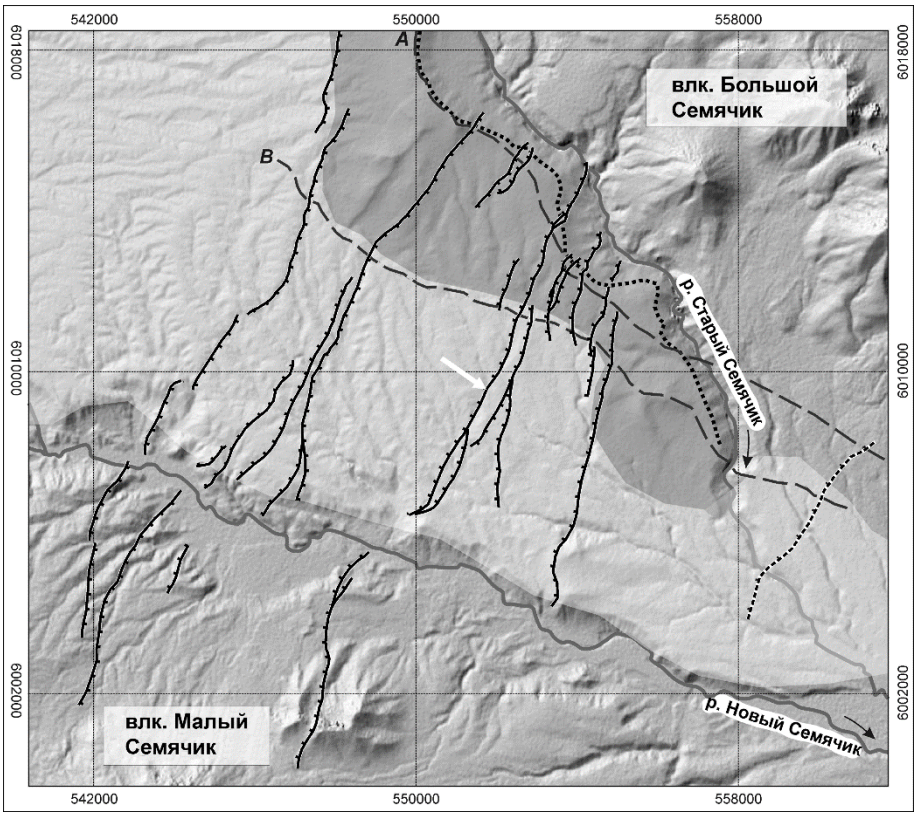


Рис. 11. Деформации игнимбритового плато между вулканами Большой и Малый Семячик [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Сплошные линии – сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла), штриховые линии – линии профилей (Рис. 12). Белая стрелка – положение канавы (Рис. 13). Светло-серым показана область распространения пирокластических потоков кальдеры Узон [Леонов, Гриб, 2004]. У рамки карты приведены координаты системы UTM в метрах. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

Из-за слабой расчлененности рельефа и густой растительности массовые измерения углов падения разломов по имеющимся дистанционным и полевым данным здесь невозможны. Единственный разлом, пройденный канавой, имеет сбросовую кинематику и падение плоскости ~70° (рис. 13).

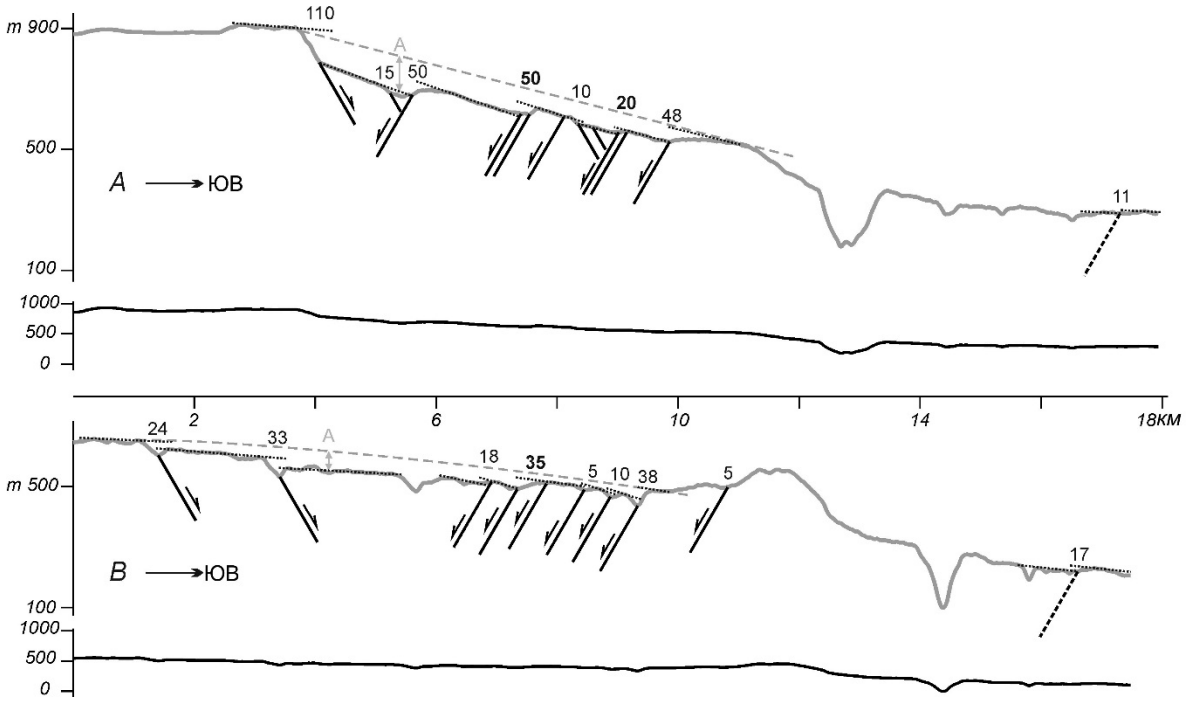


Рис. 12. Топографические профили через плато между вулканами Большой и Малый Семячик (положение показано на рис. 11). Нижние линии – с равным вертикальным и горизонтальным масштабами, верхние – с преувеличенным вертикальным масштабом (соответственно преувеличены и углы падения). Пунктирные линии аппроксимируют поверхности фрагментов плато, числа соответствуют вертикальному смещению по разломам между соседними фрагментами поверхностей, в метрах (полужирным начертанием показаны смещения по группам разломов). Сумма смещений составляет примерно 170 м при глубине грабена A = 65 м

Еще один изученный участок разломной зоны – плато Широкое – расположен между кальдерой Большого Семячика с юга и Узон-Гейзерной депрессией с севера и представляет собой игнимбритовое плато, связанное с кальдерообразующим извержением Узон [Флоренский, 1984; Леонов, Гриб, 2004; Bindeman et al., 2010]. Здесь в ходе детального дешифрирования аэрофотоснимков было выявлено 53 разломных уступа, образующих симметричный грабен простиранием около 40° (рис. 14). Высота пятнадцати из них была измерена фотограмметрическим методом с точностью 1 м, остальные разломы имеют высоту уступа меньше, чем вертикальная точность метода. Большинство разломов не выходит за пределы плато, лишь несколько из них продолжаются на север в Узон-Гейзерную депрессию, и только один пересекает долину р. Шумной и продолжается в кальдеру Большого Семячика. Суммарное вертикальное смещение по разломам (рис. 15) составляет 147±9 м на севере плато и 174±8 м на

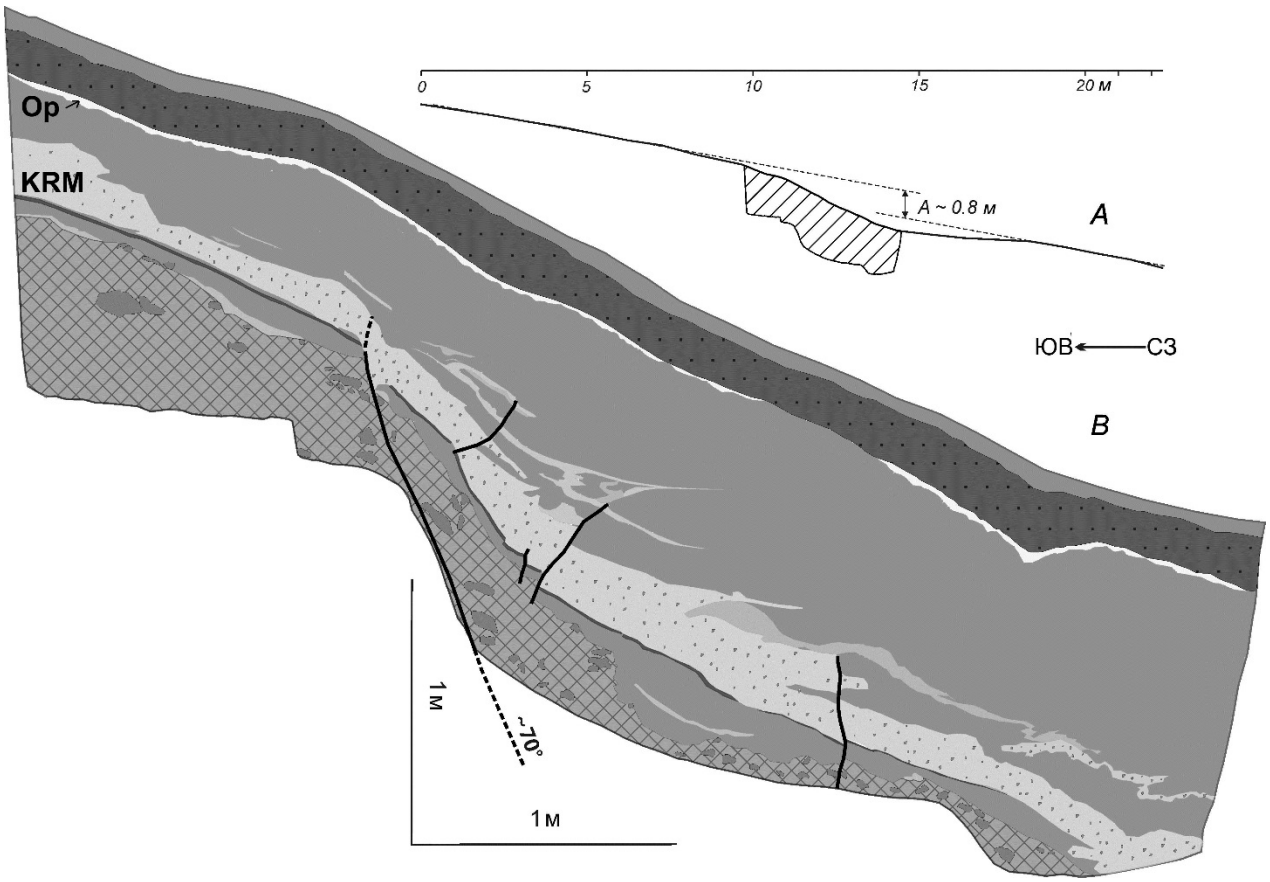


Рис. 13. Разрез, деформированный подвижками по разлому на плато между вулканами Большой и Малый Семячик (положение показано на рис. 11). А – топографический профиль, В – зарисовка южной стенки канавы. Черные линии – плоскости разрывов; деформации проявляются в голоценовом почвенно-пирокластическом чехле (часть разреза со слоями тефры, индексы идентифицированных слоев в соответствии с табл. 1) и кровле выветрелых игнимбритов в основании (нижняя заштрихованная часть разреза). Для главной разломной плоскости показан угол падения.

юге; оба значения являются минимальной оценкой, поскольку не учитывают смещения по малым разломам, недоступным для измерения, но, чтобы избежать возможного завышения скоростей деформаций, далее мы будем оперировать минимальной оценкой значений. Глубина грабена на обоих профилях составляет 60-65 м.

Для получения массовых характеристик падения разломов на плато был применен метод пластовых треугольников. С севера и с юга плато ограничено глубокими, до 500 м, каньонами р. Шумной и ее притока ручья Безымянного. Из-за глубины долин и крутизны склонов уверенно сопоставить разломы на плато и в долинах не представляется возможным, но детальность дистанционных данных

Табл. 1. Возрасты основных маркирующих горизонтов тефры, выявленных в канавах Восточного вулканического фронта. Где указано, калибровка выполнена автором в ПО OxCal 4.2 [Bronk Ramsey, 2009] с использованием калибровочной кривой IntCal13 [Reimer et al., 2013].

Принятый индекс	Вулкан-источник	Возраст, л.н.	Источник
-	Малый Семячик	400-600	[Брайцева и др., 1978]
Op	Опала (Бараний Амифтеатр)	1347±56	Калиброванный возраст по датам из [Braitseva et al., 1995]
KS1	Ксудач	1651±58	[Ponomareva et al., 2017]
GA2200	Гамчен	2290±120	Брайцева, неопубликованные данные
Krsh2200	Крашенинникова	~2300	[Пономарева, 1987]
TSH	Тауншиц	~2500	Калиброванный возраст по датам из [Ponomareva et al., 2006]
Krsh2900	Крашенинникова	~3000	[Пономарева, 1987]
IIAv2 (AV1)	Авачинский	3604±52	Калиброванный возраст по датам из [Braitseva et al., 1997]
IAv12 (AV4)	Авачинский	6292±51	[Брайцева и др., 1998]
IAv10 (AV5)	Авачинский	6407±83	[Брайцева и др., 1998]
KS2	Ксудач	6786±92	[Ponomareva et al., 2017]
KHG	Хангар	7843±192	[Мелекесцев и др., 1996]
KO	Курильское озеро	8405±19	[Zaretskaia et al., 2001]
KRM	Карымский	8577±577	Калиброванный возраст по датам из [Braitseva et al., 1995]
-	Кратер озера Дальнего	~9200	Пономарева, неопубликованные данные
SH#58 (Нижний желтый)	Шивелуч	10589±252	[Ponomareva et al., 2013]

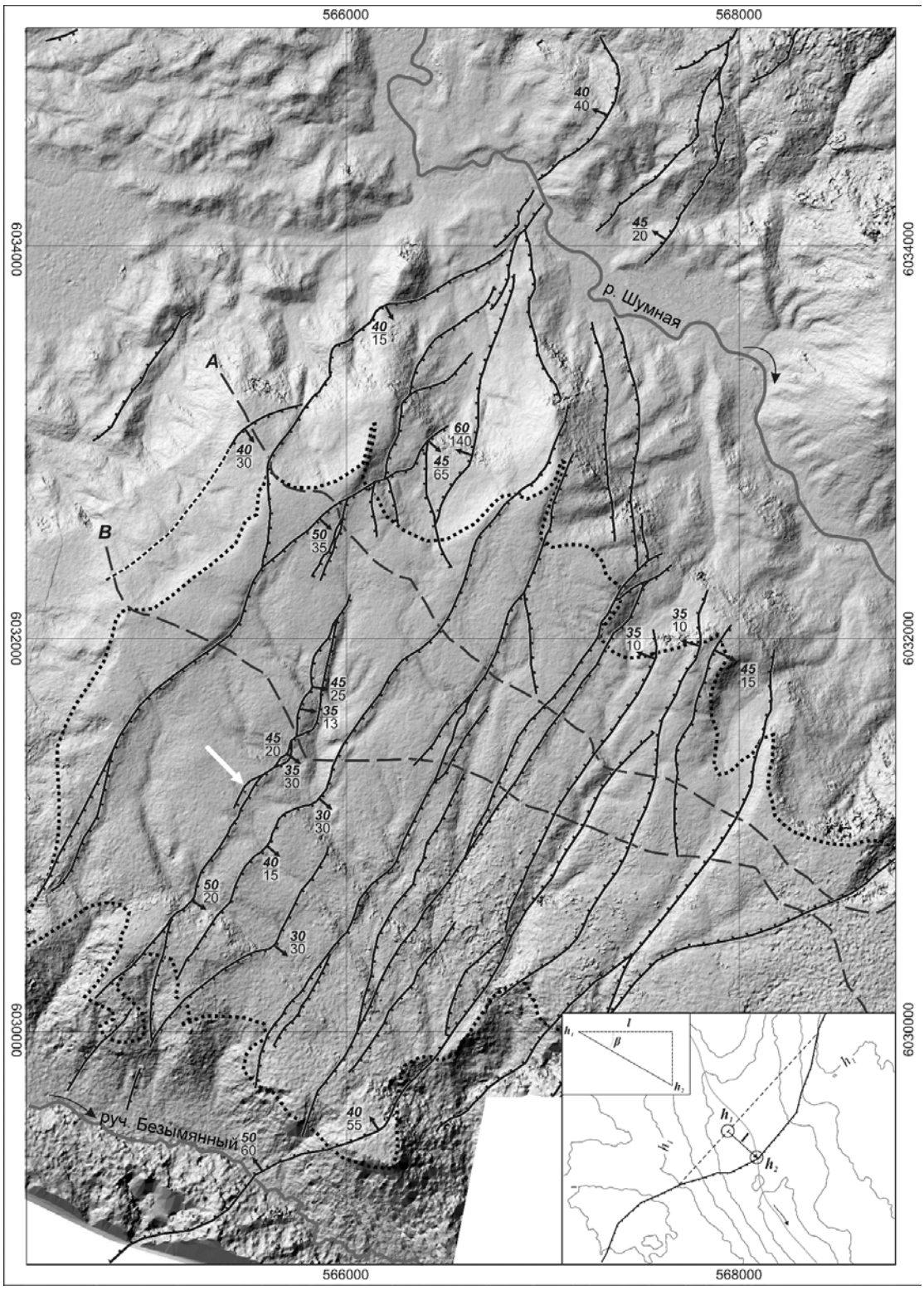


Рис. 14. Деформации плато Широкого [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Сплошные линии – сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла), штриховые линии – линии профилей (Рис. 15). Белая стрелка– положение канавы (Рис. 16-18). Пунктирная линия – бровка плато. Стрелками показано направление падения плоскостей в точках измерения, верхнее число – угол падения, нижнее число – перепад высот, для которого были рассчитаны углы падения. У рамки карты приведены координаты системы UTM в метрах. Врезка – схема определения падения плоскости разлома методом пластовых треугольников для разлома непосредственно к ЮВ от канавы. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР, рассчитанной автором по АФС.

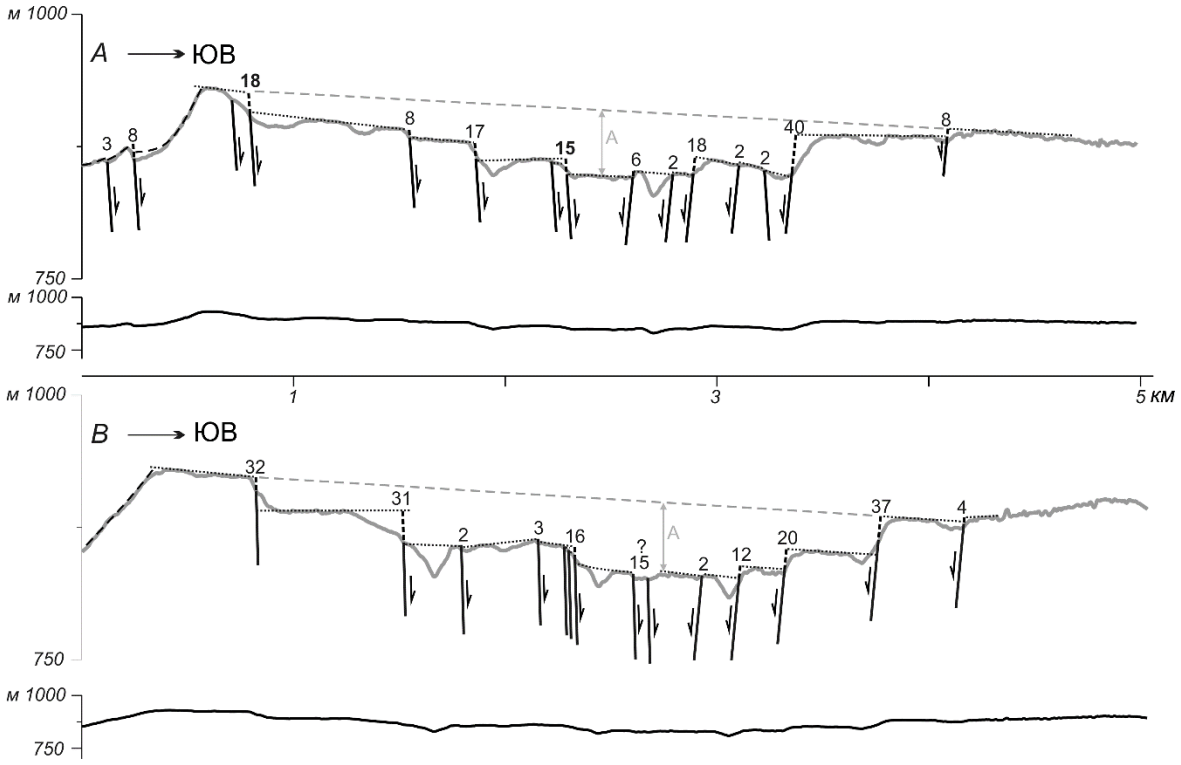


Рис. 15. Топографические профили через плато Широкое (положение показано на рис. 14). Нижние линии – с равным вертикальным и горизонтальным масштабами, верхние – с преувеличенным вертикальным масштабом (соответственно преувеличены и углы падения). Пунктирные линии аппроксимируют поверхности фрагментов плато, числа соответствуют вертикальному смещению по разломам между аппроксимирущими линиями, в метрах (полужирным начертанием показаны смещения по группам разломов). Сумма смещений составляет 147 м на профиле А и 174 м на профиле В. Глубина грабена на профиле А 60-61 м, на профиле В 64-65 м.

позволяет использовать для измерений малые эрозионные формы в пределах плато. Всего было выполнено 16 измерений (рис. 14), большинство которых соответствует углам падения 30-45°, лишь один разлом на северном склоне плато имеет угол падения 60°. Медианное значение углов падения составляет 40±8°, что является аномально малой величиной для сбросов [Jackson, 1987, Abers, 2001].

Величина накопленного вертикального смещения 147±9 м при характерном падении 40±8° соответствует горизонтальному раздвиганию 175±50 м. Эта величина является минимальной оценкой, поскольку неучтенные малые разрывы и возможное выполаживание плоскостей разломов с глубиной могут вносить свой вклад в суммарное раздвигание. Ширина грабена составляет всего 4 км, что, в отсутствие явно выраженной асимметрии, свидетельствует о малой глубине смыкания ограничивающих грабен разломов, ниже которой хрупкие деформации

не проявляются. При углах падения 40±8° крайние западные и восточные разломы смыкаются на глубине 2,5 км. Даже при углах падения 60°, наиболее характерных для обстановок растяжения на Земле [Jackson, 1987], мощность хрупкого слоя составляет всего 3,5 км.

3.3. Возраст деформированных поверхностей и скорости деформации

К настоящему времени существуют две оценки возраста ингимбритов, покрывающих плато Широкое и плато, расположенное к югу от вулкана Большой Семячик. Радиоуглеродная дата 39600±100 была получена И.В. Флоренским [1984] для древесины, погребенной пирокластическим потоком вблизи Кроноцкого озера. Калиброванный возраст, рассчитанный автором в ПО OxCal 4.2 [Bronk Ramsey, 2009] с применением калибровочной кривой IntCal13 [Reimer et al., 2013] составил 43600±1600 лет до н.в. В то же время, для образца непосредственно из игнимбритов в обрыве плато Широкого получена Ar-Ar дата 278±17 тыс.л. [Bindeman et al., 2010]. Такое противоречие объясняется в литературе [Леонов, Гриб, 2004, Bindeman et al., 2010] наложением разновозрастных пирокластических потоков из единого центра в пределах Узон-Гейзерной депрессии.

Плато Широкое довольно слабо расчленено эрозией и не имеет признаков ледниковой обработки, а разломы, деформирующие долины р. Шумной и ручья Безымянного, обрамляющих плато, имеют амплитуду смещений, сопоставимую с деформациями на плато. Поскольку днища долин, очевидно, сформировались позже поверхности плато и продолжают развиваться по настоящее время, возраст поверхности плато, скорее всего, соответствует более молодой из дат, то есть приблизительно 40 тыс. л. Накопленное за это время раздвигание 145±50 м соответствует скорости раздвигания 4,0±1,2 мм/год.

3.4. Тренчинг

Помимо высоких скоростей деформации зоны в целом, специфика разломной тектоники ВВФ проявляется и в кинематике отдельных разломов, выявленной в ходе палеосейсмологических работ. Наиболее представительные данные получены для разломного уступа, пересеченного канавой в западной части плато Широкое (рис. 16). Высота уступа в створе канавы около 1 м, длина канавы была выбрана таким образом, чтобы захватить как тыловой шов, так и бровку уступа, и составила 5 м; максимальная глубина обусловлена положением подошвы почвенно-пирокластического чехла и составила 2,2 м.



Рис. 16. А - разломный уступ на плато Широком, светлыми линиями показана величина видимого смещения поверхности. Б – общий вид канавы (рис. 17-18), палевые и темно-серые слои - горизонты тефры, разделенные почвенными горизонтами, белые линии разметки проведены через 1 м.

Для южной стенки канавы были созданы зарисовки и фотосхемы, на которых видно залегание горизонтов тефры и секущие их разломы. Для определения возраста подвижек по разломам образцы тефры были переданы на электронно-зондовый микроанализ в Центр исследования Мирового океана GEOMAR (Киль, Германия), что позволило сопоставить горизонты тефры с извержениями известного возраста (см. табл. 1).

Системы разломов (индексы A-G на рис 17) смещают горизонты пеплов на 1-21 см. Для западной группы разломов (E, F, G) характерны максимальные величины смещений и дугообразная форма с изменением углов падения вниз по разрезу от 45° в сторону поднятого крыла до 90° и, затем, до 75° в сторону опущенного крыла, что соответствует сбросовой кинематике основной плоскости разлома. Восточная группа сбросов (A-D), встречная к основной плоскости, имеет смещения порядка 1 см и углы падения от 60° до 85°. Поскольку плоскость разлома не может быть более пологой, чем соответствующая эрозионная поверхность, наиболее вероятный угол падения сместителя составляет 60°. С глубиной плоскость, возможно, выполаживается, в пользу чего свидетельствуют оперяющие сбросы и трещины в висячем крыле.

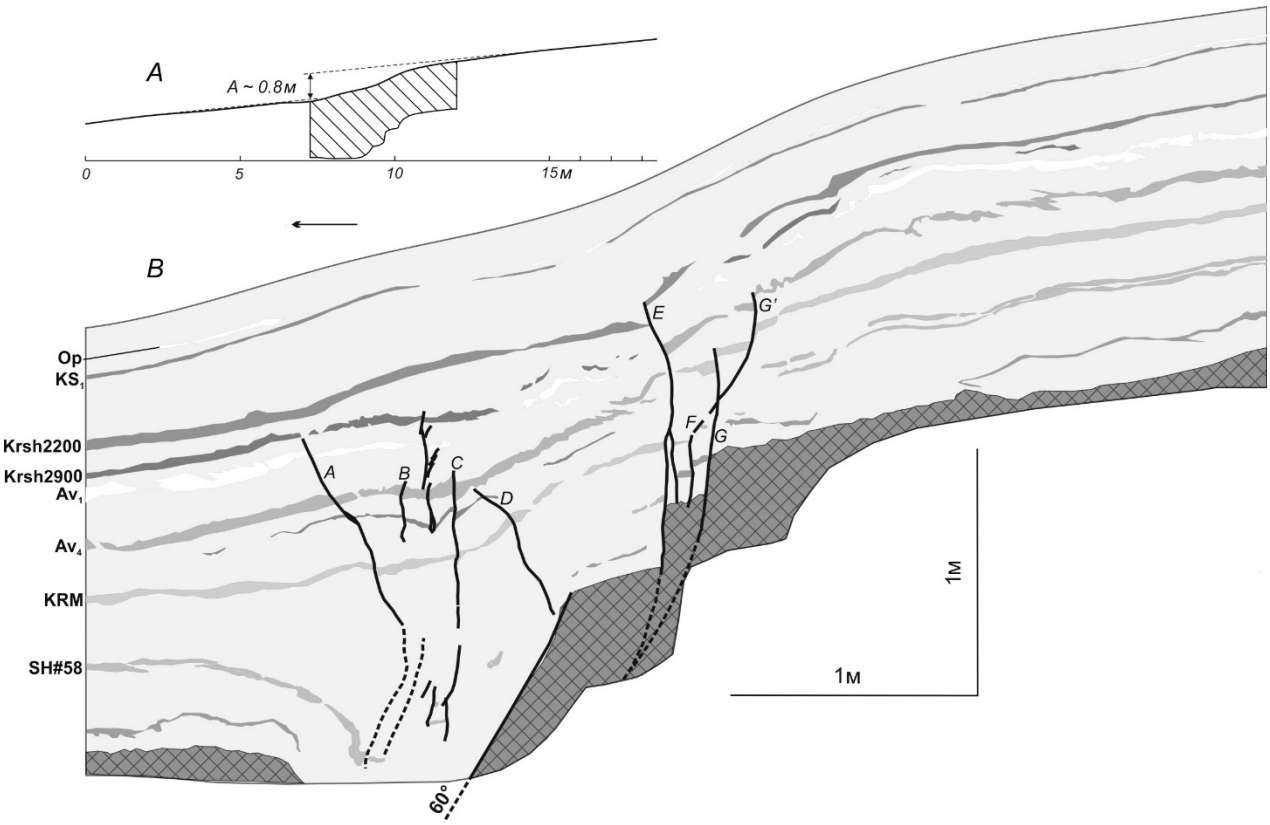


Рис. 17. Разрез, деформированный подвижками по разлому на плато Широком (положение показано на рис. 12). A – топографический профиль, B – зарисовка южной стенки канавы. Черные линии с индексами *A-G'* – плоскости разрывов; деформации проявляются в голоценовом почвенно-пирокластическом чехле (верхняя светло-серая часть разреза со слоями тефры, индексы идентифицированных горизонтов тефры в соответствии с табл. 1 приведены слева от зарисовки разреза) и разрушенных игнимбритах в основании (нижняя заштрихованная часть разреза). Для главной разломной плоскости показан угол падения.

Реконструкция сейсмических событий (табл. 2, рис. 18) проводилась последовательным выявлением наиболее молодой подвижки и восстановлением недеформированного разреза. Наиболее молодая подвижка произошла по плоскости E: она деформирует слои Krsh2200 и старше, вертикальная амплитуда смещения составляет 6,5 см. Состояние земной поверхности непосредственно до события **1** показано на рис. 18А. Положение событийного горизонта получено перемещением деформированных слоев ППЧ в их ненарушенное (событием **1**) состояние.

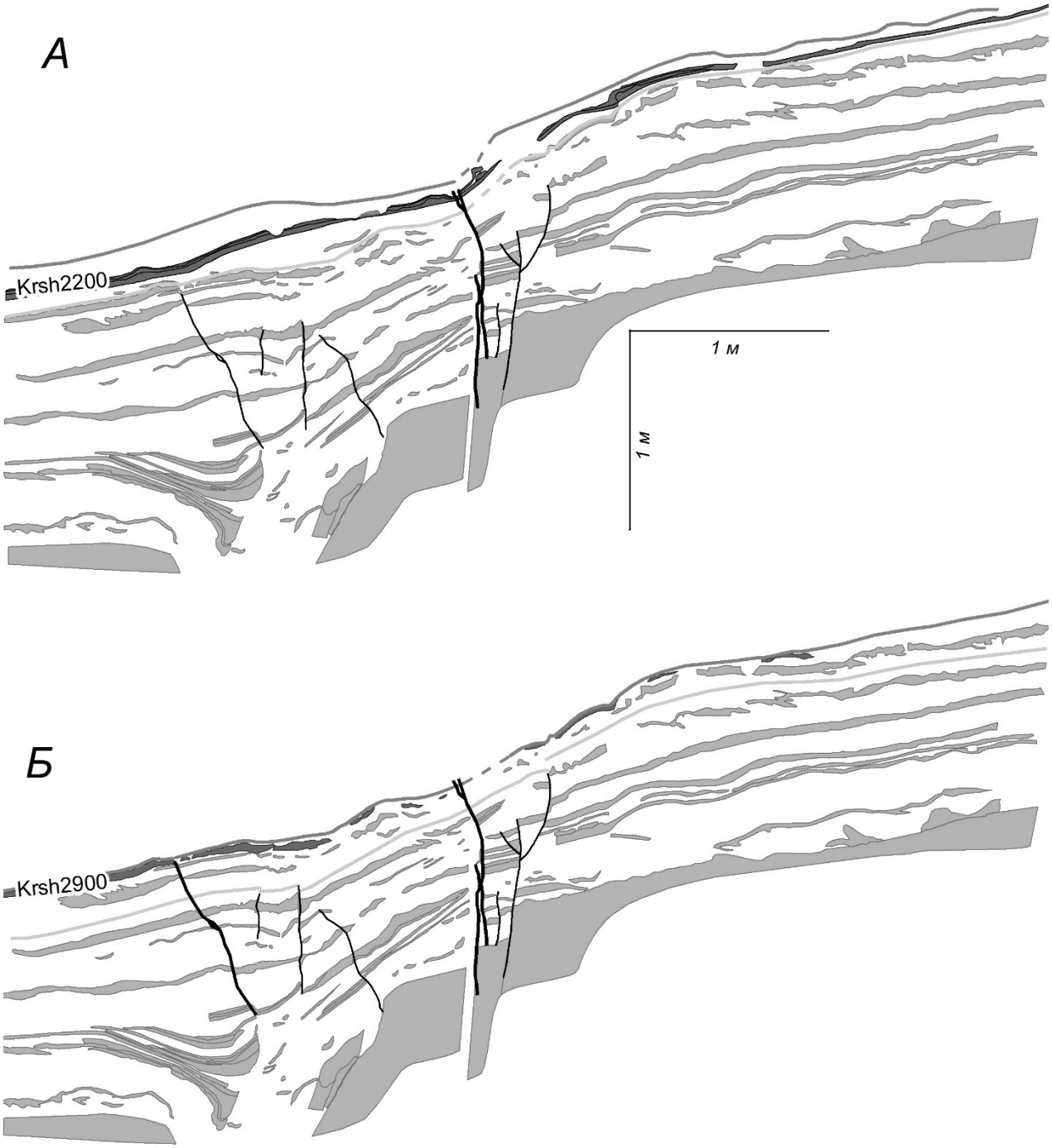
Несмотря на учтенное смещение, горизонты Krsh2900 и более древние смещены по разлому E и встречному ему сбросу A, величина смещения составляет 8 см и 1 см соответственно. Это позволяет оценить возраст подвижки **2** между накоплением пеплов TSH и Krsh2900 и восстановить палеоповерхность до события **2** (рис. 18Б).

Не деформированная событием **2** пачка пеплов включает в себя Krsh2900-AV_1, более древние пеплы смещены по разломам B на 1,5 см, C - 2,5 см, G' - 5 см. Реконструкция событийного горизонта показана на рис. 18В.

После реконструкции события **3** наиболее молодой из деформированных пеплов - KS_2. Величины смещений по плоскостям E и G - 17 см, по встречной плоскости A - 2 см.

Реконструкция более древних событий затруднена из-за фрагментарной сохранности предположительно деформированных пеплов (рис. 18Г). Так, не представляется возможным установить возраст подвижки по плоскости D. Тем не менее, наиболее древний репер - кровля игнимбритов в основании ППЧ - позволяет судить о еще как минимум одной подвижке, сместившей коренные породы и наиболее древние горизонты тефры в основании ППЧ на приблизительно 45 см.

Еще одна канава была заложена в Семячикском сегменте зоны разломов вулканического пояса. Она пересекает разломный уступ ССВ-ЮЮЗ простирания высотой около 9 м. Канавой был пройден наиболее крутой участок уступа в его


А
Krsh2200
1 м
1 м
Б
Krsh2900

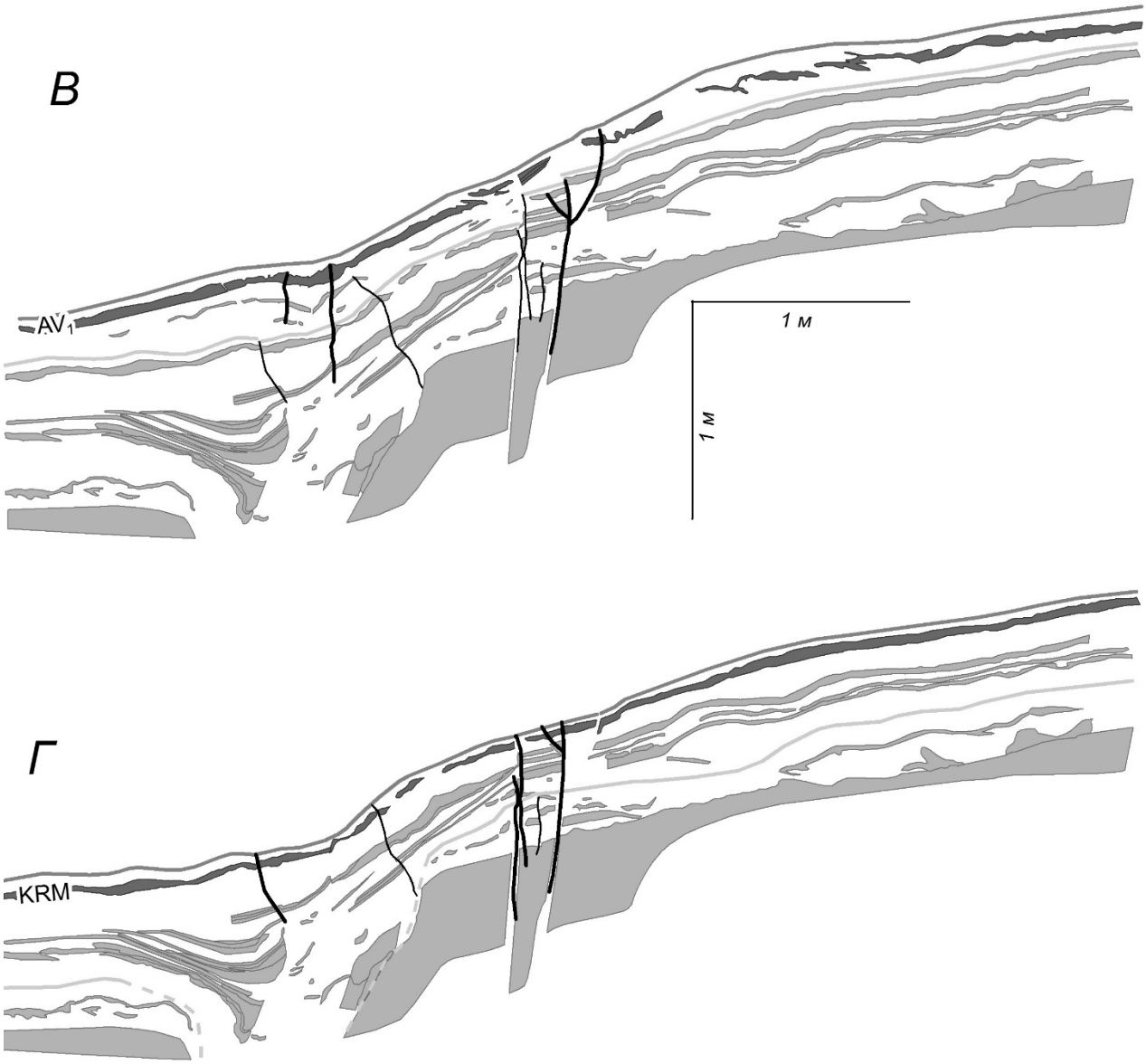


Рис. 18. Палеосейсмологическая реконструкция разреза (рис. 17, табл. 2). ***А*** – до последней из деформировавших его подвижек, 2300 л.н. ***Б*** – до двух наиболее молодых подвижек, 3000 л.н. ***В*** – до трех наиболее молодых подвижек, 6400 л.н., ***Г*** – до четырех наиболее молодых подвижек, 8600 л.н. Горизонты тефры показаны серым, наиболее молодой горизонт на время реконструкции показан темно-серым и подписан. Черные линии – плоскости разломов, активные при соответствующем событии показаны утолщенными. Темно-серая линия вверху разреза – событийный горизонт – дневная поверхность на момент подвижки, светло-серая – предшествующий событийный горизонт, толща между этими двумя горизонтами не деформирована на момент реконструкции, фрагменты событийных горизонтов, уничтоженных эрозией, показаны штриховой линией.

Табл. 2. Возрасты и видимые величины смещений почвенно-пирокластического чехла в канаве «Широкое»

№ события	тефра над	тефра под	Возрастной интервал, л.н.	активные разломы	величины смещений, см (опущенное крыло)	Общее смещение за событие, см
1	GA2200	Krsh2200	Ок. 2290-2300	E	6,5 (л)	6,5
2	TSH	Krsh2900	Ок. 2500-3000	A, E	1 (п) 8 (л)	7
3	AV1	AV4	3600-6400	B C G'	1,5 (п) 2,5 (п) 5 (л)	1
4	KS2	KRM	6800-8600	A E+G	2 (п) 17 (л)	15
...						
5	-	-		-	45 (л)	~45

нижней трети, высотой около 2 м, длина канавы составила 5 м; вдоль канавы от бровки до подножья уступа был измерен нивелирный профиль (см. рис. 13А).

Для южной стенки канавы были созданы зарисовка и фотосхема, на которых видны горизонты тефры, деформированные системой разломов (см. рис. 13В). Разлом с максимальной амплитудой смещения имеет видимое падение на восток, в сторону поднятого крыла. К сожалению, слабая сохранность горизонтов тефры не позволяет надежно установить количество подвижек по разлому и их возраст. Тем не менее, очевидно, что главная плоскость имеет сбросовую кинематику и падение ~70° на СЗ. Разломами в висячем крыле деформирована пачка пеплов KRM-KO-KHG. Угол падения с глубиной увеличивается от 20° до 60° в основании ППЧ. Видимое смещение, измеренное вдоль плоскости разлома, постоянно для всех деформированных слоев и составляет около 5 см. Еще один разрыв имеет почти вертикальную плоскость и смещает маркирующие горизонты тефры на 1,5 см, знак смещения противоположен первому разлому.

Смещение поверхности склона над системой разломов, измеренное по нивелирному профилю, составило 1,5 м. Смещение кровли грубообломочного основания ППЧ – 1,3 м. За время накопления ППЧ произошла только одна подвижка по разлому, ее возраст несколько моложе тефры вулкана Хангар около

7850 л.н. (см. табл. 1), а величина не превышает 20 см. Следы более древних подвижек выражены в смещении кровли грубообломочных отложений под ППЧ, они и вносят основной вклад в деформацию современной поверхности склона.

3.5. Сейсмогенерирующий потенциал зоны разломов

Особый интерес к сейсмогенерирующему потенциалу зоны связан с вопросом, насколько специфичными по величине разовых подвижек и их повторяемости могут быть разломы вулканических зон. Для определения палеосейсмологических параметров разломов были картографированы отдельные сегменты разломов, то есть отрезки разломов, смещенные единой подвижкой. Характерная длина наиболее протяженных сегментов в пределах Узонского участка зоны разломов, для которого доступны максимально детальные дистанционные данные, составила 1700 м (рис 11). На основании этих данных была рассчитана возможная магнитуда землетрясения, вызванного подвижкой по разлому; из множества опубликованных масштабных зависимостей были выбраны наиболее уместные: связь «магнитуда – площадь разрыва» (1), рассчитанная для сбросов Новой Зеландии [Villamor et al., 2001] и адаптированная автором для использования в системе единиц СИ, и ряд зависимостей «сейсмический момент – длина разрыва» (2), «сейсмический момент – площадь разрыва» (3), «среднее смещение – площадь разрыва» (4), рассчитанные по массиву данных для всего мира [Leonard, 2010].

$$M_w = 0{,}39 + 1{,}33 \log (A);\ \sigma (M_w) = 0{,}195 \quad (1)$$

$$\log (M_0) = 6{,}10 + 3{,}0 \log (L);\ L < 5500 \text{ м} \quad (2)$$

$$\log (M_0) = 6{,}10 + 1{,}5 (A) \quad (3)$$

$$\log (D_{AV}) = 3{,}39 + 1{,}33 \log (A) \quad (4)$$

где M_0 – сейсмический момент, Н*м,

M_w - моментная магнитуда,

A – площадь разрыва, м^2,

L – длина разрыва, м,

D_{AV} – средняя величина смещения по разрыву, м.

Для пересчета сейсмического момента в моментную магнитуду была использована формула Канамори, адаптированная для системы единиц СИ [Leonard, 2010]:

$$M_w = 2/3 \log (M_0) - 6{,}07 \quad (5)$$

Как отмечено в работах [Leonard, 2010, Hanks, Bakun, 2002], для малых землетрясений (с длиной разрыва меньше 5 км) ширина разрыва $W \approx L$, то есть максимальная характерная длина разломных уступов в некоторой местности сопоставима с мощностью хрупкого слоя земной коры.

Характерная моментная магнитуда крупнейших землетрясений в Узонском сегменте зоны разломов, рассчитанная по формулам (2), (5), составляет M_w = 4,45±0,2, а по формуле (1) - M_w = 4,0±0,2. Из формулы (4) следует, что этим величинам соответствует разовое смещение порядка 10 см. При накопленном смещении на крупнейших разломах плато 10-40 м за последние ≈ 40 тыс. лет характерная повторяемость составит 100-400 лет.

3.6. Выводы

Разломы ВВФ в пределах Центральной Камчатки представляют собой исключительно сбросы, которые формируют узкую (2-10 км), но непрерывную полосу грабенов вдоль оси вулканического пояса. Выразительнее всего активная разломная тектоника проявлена в деформациях плато, сложенных пирокластическими отложениями кальдерообразующих извержений (см. рис. 11, 14) – разломные уступы, расчленяющие поверхность некогда единого плато, могут быть выявлены и измерены максимально точно, а смещения, деформирующие долины малых рек и ручьев в пределах плато, позволяют провести массовые измерения углов падения плоскостей разломов. Так, для плато между Большим и Малым Семячиком установлена величина накопленного вертикального смещения около 170 м при глубине грабена 65 м (см. рис. 12); для плато Широкого величина накопленного вертикального смещения составила как минимум 147 м (см. рис. 15) при глубине грабена 60-65 м и характерных углах падения 40±8°. Горизонтальное раздвигание, соответствующее такой кинематике,

составляет как минимум 175±50 м. Опубликованный [Флоренский, 1984, Bindeman et al., 2010] возраст отложений пирокластического потока позволяет установить среднюю скорость горизонтального раздвигания за время существования плато – 4,0 ± 1,2 мм/год за последние ~40 тыс. лет.

Поперечному удлинению полуострова соответствуют также деформации Восточно-Камчатской зоны разломов на той же широте за пределами вулканического пояса со средней скоростью 13,7 мм/год [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Этот факт делает несостоятельным предположение о ведущей роли расклинивающего действия поднимающейся магмы при формировании структур растяжения. Приуроченность же грабенов к оси ВВФ скорее объясняется малой мощностью хрупкого слоя земной коры, которая определяется подъемом изотерм в вулканическом поясе (например, [England, Katz, 2010]). Моделирование [Burov, Jaupart, Guillou-Frottier, 2003] показывает, что мантийный диапир в вулканической дуге способен поднять изотерму 500°, соответствующую подошве хрупкого слоя в основных породах [Handy, 1989], до глубины порядка 5 км. Геометрия разрывов в ВВФ соответствует мощности хрупкого слоя 2-3 км под плато Широким и не более 10 км под плато между Большим и Малым Семячиком.

Небольшая мощность хрупкого слоя земной коры в осевой части вулканических поясов, то есть небольшая площадь плоскостей разрывов, обуславливает частые подвижки по разломам с меньшей разовой амплитудой, что показано на примере деформаций почвенно-пирокластического чехла плоскостью разлома (см. рис. 18, табл. 2) с минимальной амплитудой подвижки 1 см и максимальной амплитудой не более 45 см.

Сейсмологические зависимости [Villamor et al., 2001, Leonard, 2010, Hanks, Bakun, 2002] показывают, что описанная геометрия разрывов соответствуют моментной магнитуде крупнейших подвижек около 4,2 при средней повторяемости для каждого из крупных разломов 100-400 лет. Разовые подвижки, соответствующие такой магнитуде составляют порядка 15 см, что

полностью соответствует наблюдаемым смещениям почвенно-пирокластического чехла.

Глава 4. Дизъюнктивные нарушения вулканического пояса Южной Камчатки

В главе рассмотрена южная часть Восточного вулканического фронта, включающая в себя все позднечетвертичные вулканы Южной Камчатки от Начикинской зоны поперечных дислокаций и до южного окончания полуострова Камчатки.

4.1. Общая характеристика

Активные структуры – асимметричные поднятия и впадины – проявлены в максимальной степени в Центральной Камчатке, от широты полуострова Камчатский, то есть от северного окончания глубоководного желоба, до Начикинской поперечной зоны северо-западного простирания [Мелекесцев и др., 1974]. Средняя за средне-позднечетвертичное время скорость раздвигания этого сегмента Камчатки перпендикулярно оси полуострова может достигать 17,7 мм в год [Kozhurin, Zelenin, 2017]. На Южной Камчатке аналогичные асимметричные структуры выявлены по геофизическим данным [Апрелков и др., 2001], но в рельефе они проявлены в значительно меньшей степени и не могут быть однозначно сопоставлены со структурами ЦКД и Восточных хребтов. Также, на Южной Камчатке отсутствуют зоны разломов, подобные Восточно-Камчатской зоне разломов.

Для определения параметров активной деформации Южной Камчатки были выделены позднечетвертичные дизъюнктивные структуры, определены величины смещений по ним, суммарная (для всех разрывов) величина горизонтальной компоненты и средняя скорость ее накопления, то есть средняя скорость поперечного удлинения Южной Камчатки.

Позднечетвертичные структуры Южной Камчатки, параметры которых могли бы быть использованы для оценки направления и скорости деформации этой части полуострова, по настоящее время охарактеризованы весьма скромно.

По геофизическим данным [Апрелков и др., 2001] здесь выделяют асимметричные впадины мелового фундамента: Голыгинский и Южно-Камчатский прогибы, разделенные Ункановичским горстом, и Прибрежный горст, выраженный в рельефе серией хребтов, протягивающихся вдоль восточного побережья Южной Камчатки (рис. 19). В обнажениях хребтов Прибрежного горста описаны палеоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные толщи. Венчает разрез морская асачинская толща миоценового возраста мощностью до 650 м. В пределах горста она залегает на высотах до 800 м и перекрыта полями плиоцен-четвертичных субаэральных вулканитов [Государственная..., 2000].

Хронология и пространственное положение четвертичного вулканизма Южной Камчатки были предметом изучения И.В. Мелекесцева [неопубликованные данные] и В.С. Шеймовича и М.Г. Патоки [Шеймович, Патока, 2000]. Их работы содержат схемы распространения вулканитов, но возрастное деление с точностью до яруса делает невозможным использование этих материалов для получения количественных характеристик деформации полуострова. Весьма детальные данные существуют для голоценовой истории отдельных вулканов центрального типа и ареальных вулканов [ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки»]. Тем не менее, даже голоценовая активность некоторых районов вулканического пояса Южной Камчатки до сих пор не охарактеризована.

Ключевым для целей исследования является положение и кинематика позднечетвертичных разломов и одноактных магмопроводящих трещин, позволяющие судить о стиле общей деформации южной части полуострова. К сожалению, дизъюнктивные структуры Южной Камчатки никогда не были предметом отдельного исследования. Выделены и датированы поздеплейстоцен-голоценовые центры извержений южного склона вулкана Горелый [Селянгин, Пономарева, 1999], Курильского озера [Ponomareva et al., 2004], Толмачева дола и бассейна р. Саван [Дирксен, 2009], причем в пределах Толмачева дола в этой же работе выделены разломы, деформирующие датированные поверхности. Для

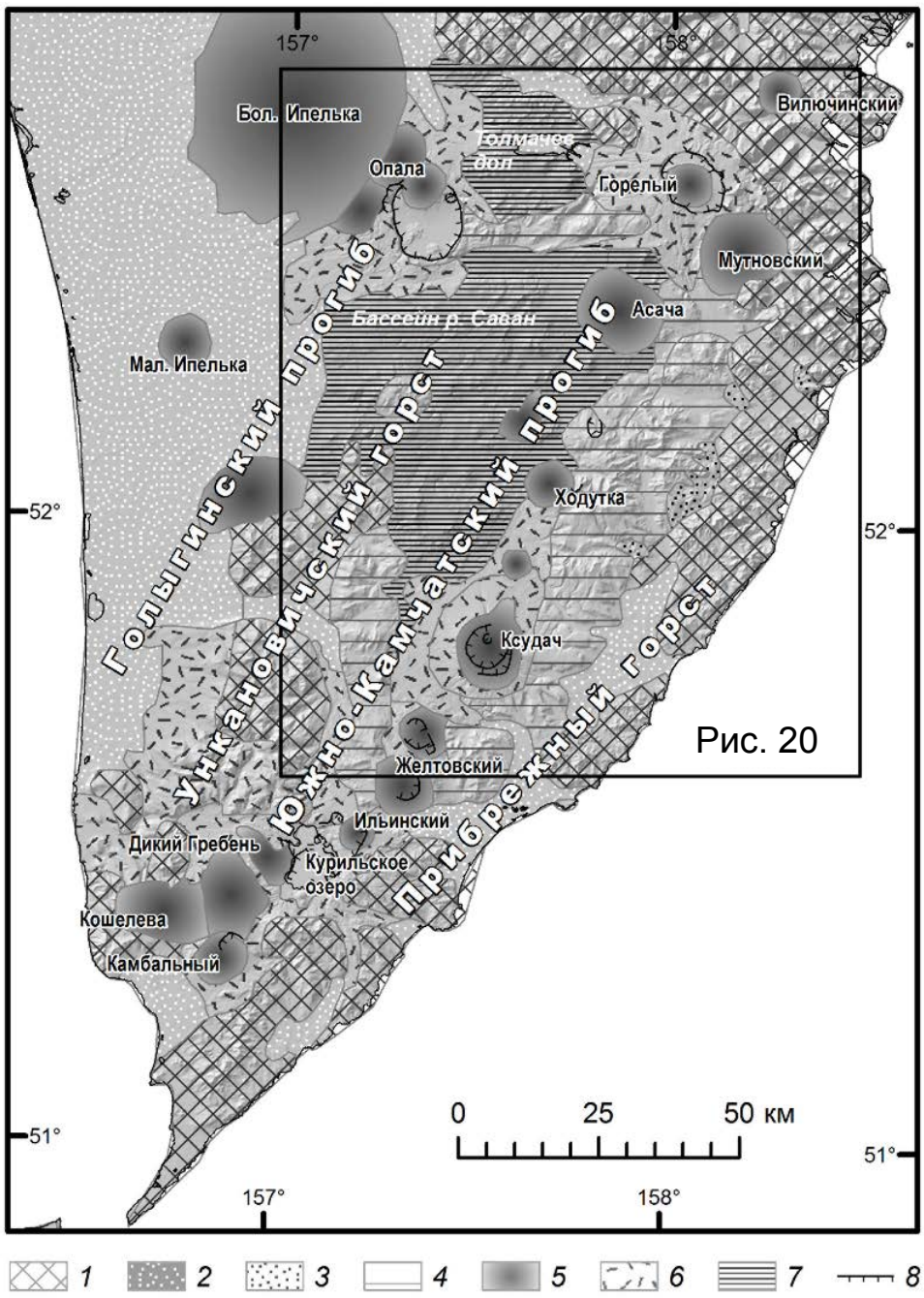


Рис. 19. Крупнейшие структуры [Апрелков и др., 2001], неоген-четвертичные отложения и соответствующие им типы рельефа Южной Камчатки по результатам дешифрирования данных ДЗЗ с привлечением данных Государственной геологической карты [2006]. 1 – хребты, сложенные палеоген-неогеновыми толщами, 2 – равнины, перекрытые плиоцен-четвертичными отложениями, 3 – хребты, сложенные мелководно-морскими миоценовыми отложениями, 4 – раннечетвертичные платобазальты, 5 – крупнейшие четвертичные вулканические постройки, 6 – области распространения четвертичных пирокластических потоков, 7 – поля позднечетвертичного ареального вулканизма (названия показаны курсивом в соответствии с [Дирксен, 2009]), 8 – уступы кальдер и обвальных цирков. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

значительной части Южной Камчатки И.В. Флоренским составлена карта верхнечетвертичных вулканических отложений и разломов с делением моногенных вулканов по относительным возрастам, но эти данные так и не были опубликованы.

4.2. Пространственное распределение и параметры разломов.

Всего выделено 147 уступов активных, деформирующих позднечетвертичные формы рельефа, разломов, не связанных напрямую с поступлением магмы на поверхность. Кроме них, при дешифрировании обнаружено 85 магмопроводящих трещин, проявленных в рельефе цепочками шлаковых конусов. Большинство выявленных активных разломов приурочены к вулканическому поясу Южной Камчатки и не образует непрерывной системы (рис. 20). Зачастую разломы не прямолинейны, что затрудняет определение их падения, но в среднем их простирание однородно (стандартное отклонение 2°) и параллельно оси глубоководного желоба (рис. 21А). Отклонения от общей ориентировки характерны только для Начикинской поперечной зоны (см. рис. 1).

Наиболее надежные данные о кинематике смещений получены для разлома на восточном склоне вулкана Асача. Разломный уступ на водоразделах имеет высоту 15-25 м (западное крыло опущено); его линия отклоняется от общего направления при пересечении глубоких барранкос (рис. 22А), что позволяет применить метод пластовых треугольников для определения азимута и угла падения плоскости разлома. Вычисленный угол падения составляет 60-70º при азимуте 290-295º, что соответствует горизонтальному смещению с амплитудой 5-15 метров перпендикулярно линии разлома.

Других разломов, пересекающих достаточно расчлененный рельеф, выявлено не было; на более пологих склонах шлаковых конусов становится невозможным учесть изгиб плоскости разрыва. Так измеренные методом пластовых треугольников параметры разлома, деформирующего один из шлаковых конусов западнее вулкана Ходутка (рис. 22Б), соответствуют взбросу с

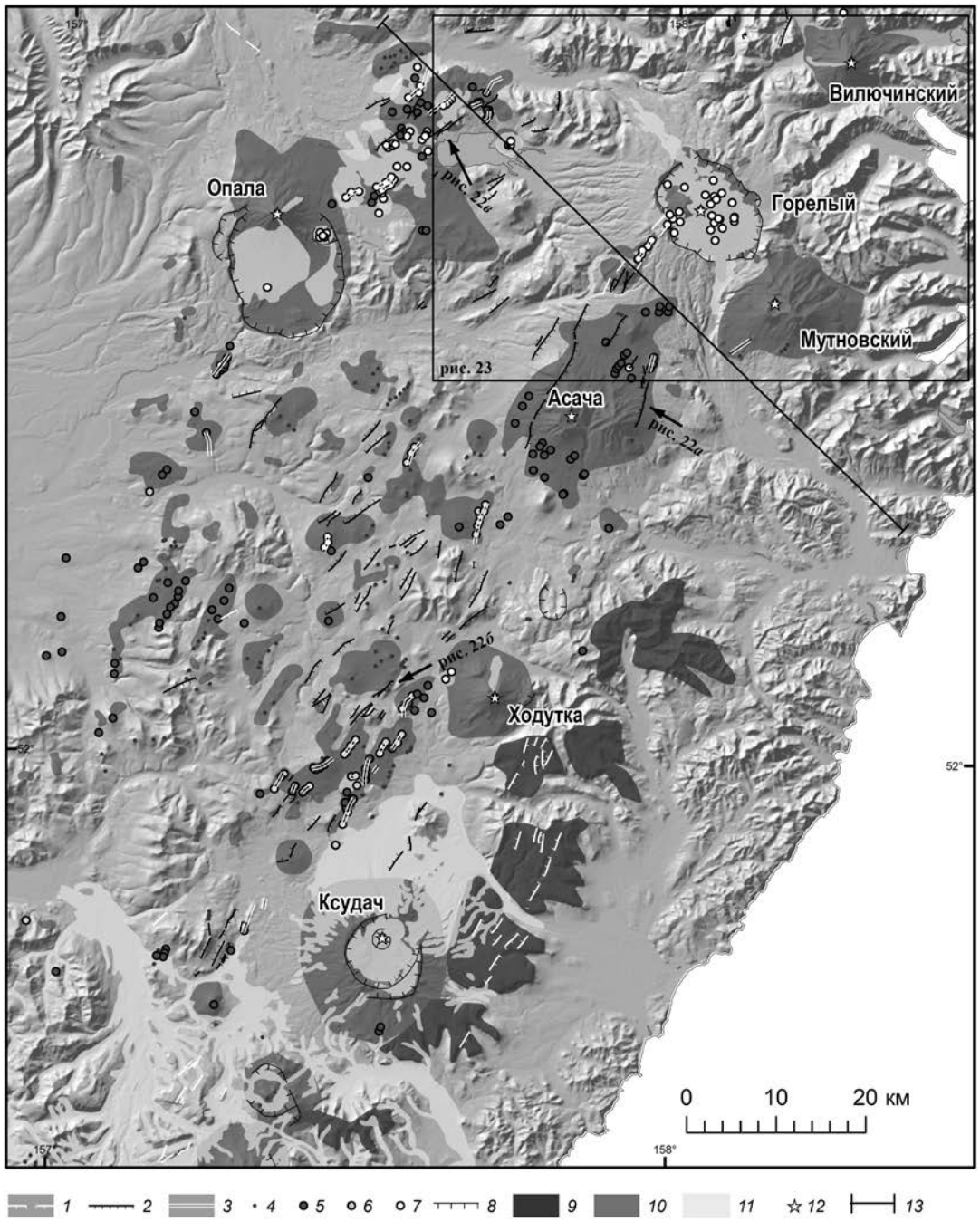


Рис. 20. Активные дизъюнктивные структуры Южной Камчатки и деформируемые ими поверхности: 1-2 разломы, штрихи в направлении опущенного крыла: 1 – неактивные, выраженные в рельефе, 2 – активные; 3 – послеледниковые магмопроводящие трещины; 4-7 одноактные центры извержений: 4 – позднеплейстоценовые частично разрушенные, 5 – позднеплейстоценовые без признаков разрушения, 6 – предположительно голоценовые, 7 – голоценовые датированные; 8 – уступы кальдер и обвальных цирков, 9 – базальтовые плато эоплейстоценового-нижнеплейстоценового возраста, 10 – позднеплейстоценовые вулканические отложения, 11 – голоценовые вулканические отложения, 12 – крупнейшие вулканические центры, активные в голоцене, 13 – положение линии профиля. Стрелками показано положение рисунков 22 А-В. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

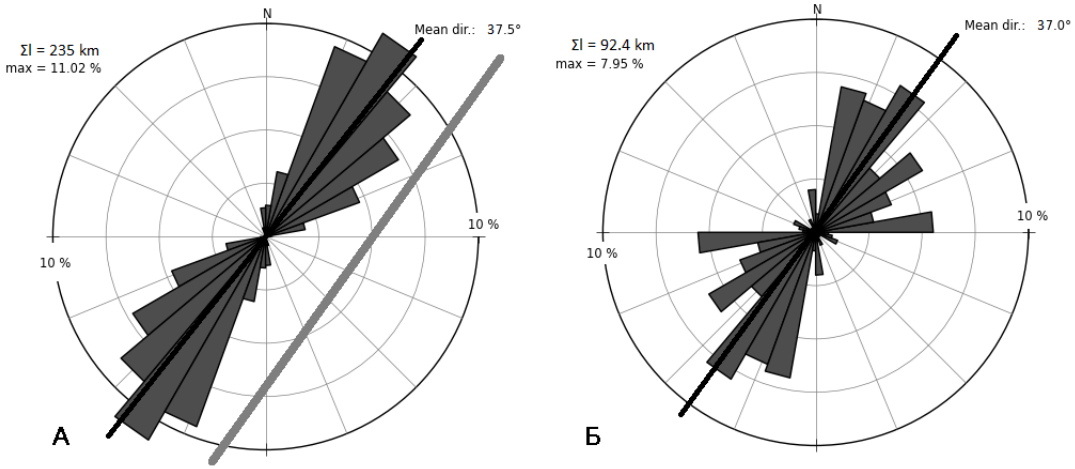


Рис. 21. Розы-диаграммы ориентировки активных разломов (А) и послеледниковых магмопроводящих трещин (Б) Южной Камчатки, рассчитанные в ПО OpenStereo. Серая утолщенная линия на А – азимут простирания глубоководного желоба.

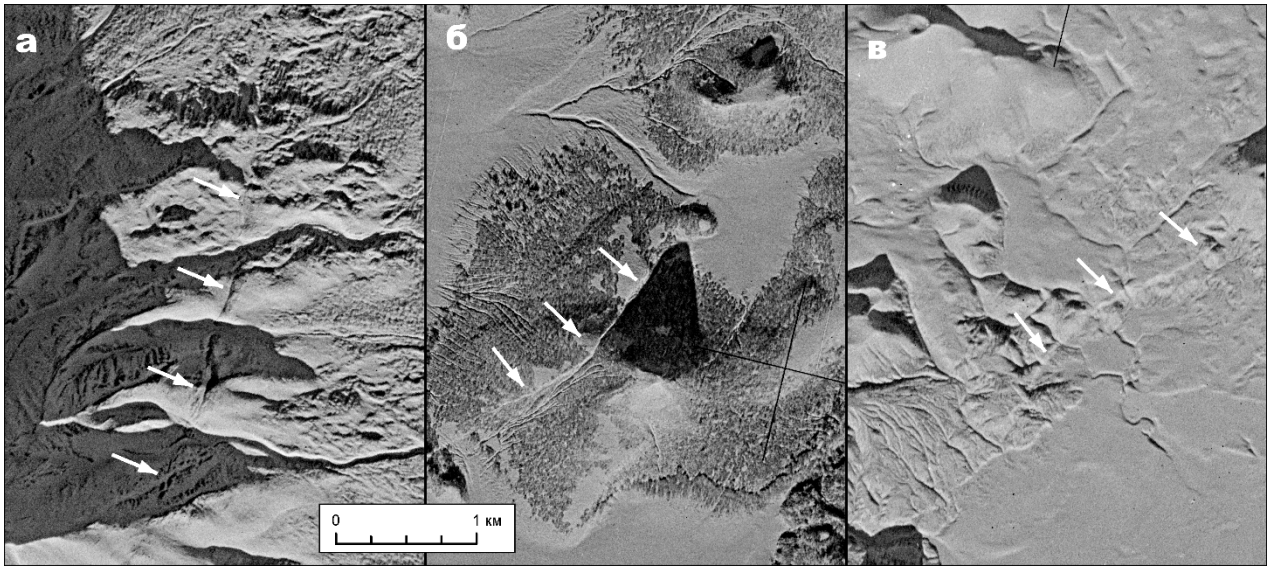


Рис. 22. Изгибы разломных уступов (показаны стрелками) на восточном склоне вулкана Асача (а), на склоне шлакового конуса западнее вулкана Ходутка (б), на горизонтальной поверхности лавового потока Толмачевого дола (в).

углом падения около 47º при вертикальной амплитуде 15-20 м. Однако, на Толмачевом долу линия одного из разломов сравнимым образом изгибается на горизонтальной поверхности (рис. 22В), где изгиб однозначно связан с изменением простирания плоскости разлома. То есть, кажущаяся взбросовая кинематика отдельных разломов может быть ошибкой интерпретации; тем не

менее, пологие активные сбросы, аналогичные описанным в Центральной Камчатке [Kozhurin, Zelenin, 2017], для Южной Камчатки нехарактерны.

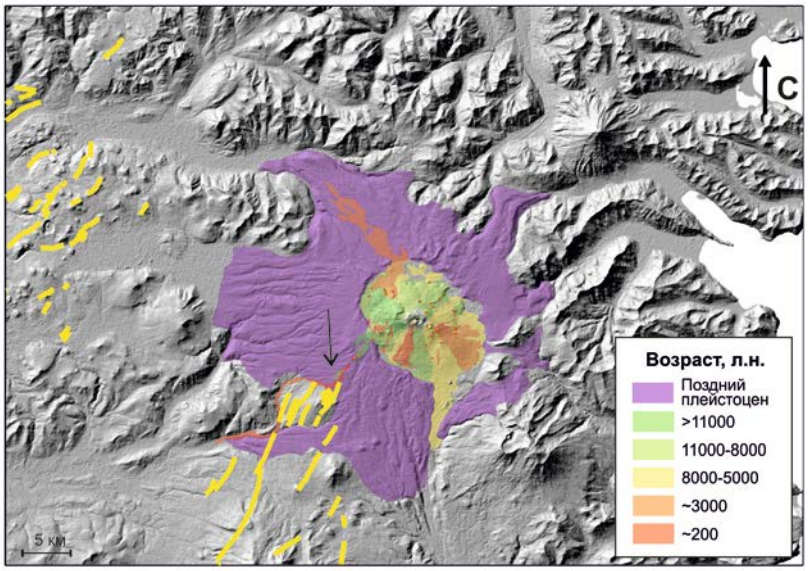


Рис. 23. Позднечетвертичные отложения вулкана Горелый и выраженные в рельефе разломы [Zelenin et al., 2014]. Стрелкой показано положение рис. 24. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

Кроме того, возможна ситуация, когда формирование конкретной системы разломов подчинено развитию эруптивного центра. Так, на юго-западном фланге кальдеры вулкана Горелый расположена магмопроводящая трещина (рис. 23), выраженная в рельефе цепочкой шлаковых конусов и лавовым потоком возраста около 200 лет [Селянгин, Пономарева, 1999]. Южное окончание трещины расположено на склоне холма и благодаря этому не перекрыто лавовыми потоками (рис. 24). Это окончание представляет собой асимметричный грабен шириной до 300 м. Сбросы, его ограничивающие, имеют углы падения 80-85º, что при глубине грабена 9-10 м дает величину поперечного раздвигания и, соответственно, мощность питающей дайки 3 м [Zelenin et al., 2014]. Днище грабена деформировано серией уступов, перпендикулярных его бортам и не выходящих за пределы грабена. Единственным механизмом, способным сформировать такое сочетание структур, является вспарывание магмопроводящей трещины по механизму гидроразрыва дайкой, продвигающейся не только вертикально, но и латерально (рис. 25) - т.н. лезвиеобразная дайка, bladed dike [Walker, 1989]. Такой механизм был предложен конкретно для этой дайки О.Б. Селянгиным [Селянгин, Пономарева, 1999] на

основании ее положения относительно синхронных вулканических структур внутри кальдеры вулкана Горелый.

Для уточнения характера деформирования Южной Камчатки в целом необходимо обратиться к расположению магмопроводящих трещин и, соответственно, цепочек шлаковых конусов. На Южной Камчатке сохранившиеся в рельефе шлаковые конуса рассредоточены по всей ширине вулканического пояса. Повсеместно встречаются как отдельно стоящие конусы и компактные группы, так и линейные цепочки, причем цепочки ориентированы вдоль островной дуги схожим с разломами образом (рис. 21Б). Это свидетельствует об ориентировке минимального сжатия (максимального растяжения) поперек полуострова, что позволяет трактовать разломы неясной кинематики как сбросы.

Поскольку полученных данных недостаточно для определения характерных углов падения разломов, далее, при оценке скорости деформирования принят

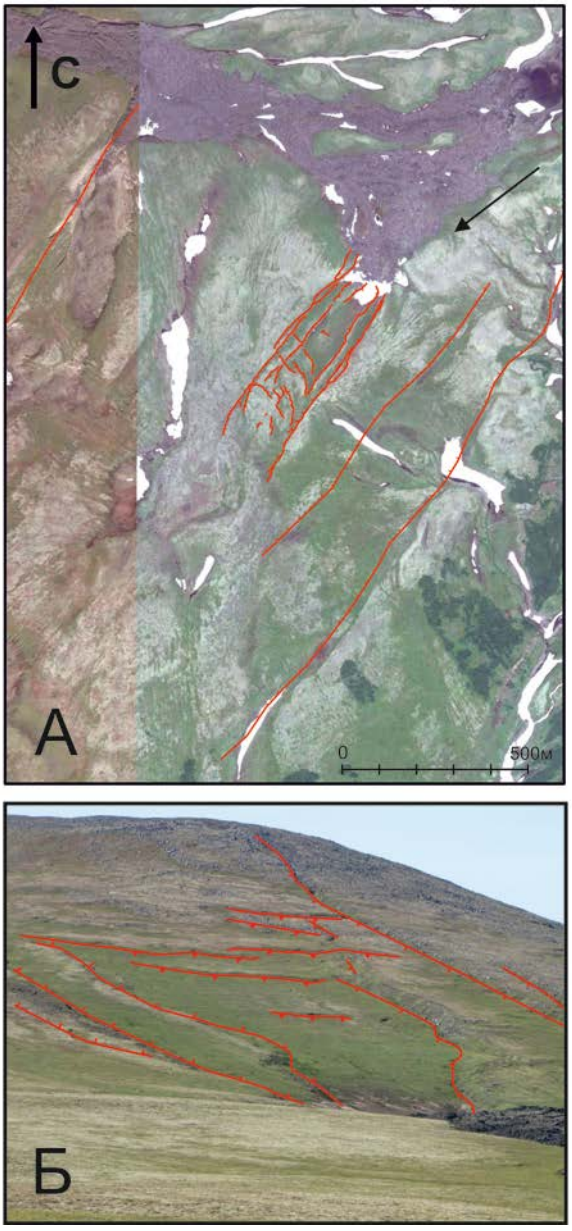


Рис. 24. Структуры замыкания магмопроводящей трещины на юго-западном фланге кальдеры вулкана Горелый. А – Фрагмент космического снимка высокого разрешения [USGS EarthExplorer]. Темное поле в северной части снимка – лавовый поток последнего эффузивного извержения вулкана Горелый. Стрелка – направление съемки рис. 24Б. Б – Наземная фотография, тот же лавовый поток виден в правой нижней части кадра.

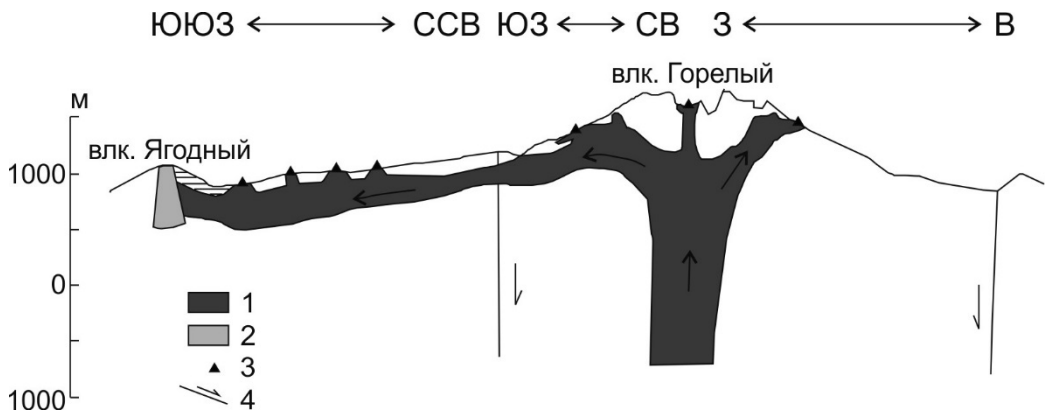


Рис. 25. Предполагаемое строение магмопитающей системы вулкана Горелый и схема развития его последнего эффузивного извержения [Селянгин, Пономарева, 1999]. 1 – магмопроводящие структуры, 2 – вулканиты жерловой фации вулкана Ягодного, 3 – центры извержения, 4 – борта кальдеры. Заштрихованная область – грабен на замыкании трещины (см. рис. 24). Разрез в плоскости дайки, при выходе за пределы кальдеры дайка разворачивается параллельно оси вулканического пояса (см. рис. 23).

угол падения 60°, наиболее характерный для сбросов по всему миру [Jackson, 1987].

4.3. Возраст структур

Необходимым условием для расчета скоростей деформации является установление интервала времени, в течение которого накопились выраженные в рельефе смещения по выделенным разрывам.

Известно, что разломы подвижных поясов, в том числе Камчатки, имеют характерную повторяемость подвижек от сотен до первых десятков тысяч лет [Кожурин и др., 2008, Трифонов, 1985, Трифонов, Кожурин, 2010]. Соответственно, деформации позднеплейстоценовых и голоценовых поверхностей свидетельствуют об активности разлома.

Для определения возрастов поверхностей без опубликованных датировок был использован подход, разработанный О.В. Дирксеном [2009] для оценки возрастов моногенных вулканов Камчатки. Поскольку практически вся Южная Камчатки была покрыта ледниками второй фазы позднеплейстоценового

оледенения [Брайцева и др., 1968], отсутствие на некоторой поверхности признаков ледниковой экзарации и аккумуляции, а также подледных извержений, означает, что она моложе последнего ледникового максимума, 21-26 тыс. л.н. [Peltier, Fairbanks, 2006]. Практически все выявленные разломы приурочены к территориям, покрытым послеледниковыми вулканическими отложениями, то есть являются структурами активными. Аналогично, в результате дешифрирования выделены неразрушенные послеледниковые вулканические постройки и более древние постройки со следами обработки ледником (см. рис. 20). К голоценовому времени отнесены датированные [Дирксен, 2009, Селянгин, Пономарева, 1999, Ponomareva et al., 2004] постройки и, условно, шлаковые конусы без признаков деградации склонов (на участках, где детальные работы по хронологии голоценового вулканизма не проводились).

Единственный существенно деформированный участок, сложенный более древними отложениями, расположен восточнее вулканов Ксудач и Ходутка. Здесь разломные уступы пересекают базальтовые плато (см. рис. 20), которые по стратиграфической позиции толщ и единичным абсолютным датировкам относят к Веселовскому вулканическому комплексу эоплейстоцена-нижнего неоплейстоцена [Государственная …, 2006, Шеймович, Патока, 2000]. К нижнему плейстоцену здесь относится и время начала накопления видимых смещений.

4.4. Суммарное смещение и скорости деформаций

Поскольку признаки поперечного удлинения проявлены на Южной Камчатке значительно слабее, чем на Центральной Камчатке, наиболее значимой будет максимальная оценка скоростей смещения. Суммарное удлинение было определено для поперечного профиля Горелый – Толмачев дол (см. рис. 20), пересекающего максимальное количество активных структур. Заметим, что можно выбрать пересечение вообще без дизъюнктивных нарушений, выраженных в рельефе, что принципиально невозможно для Центральной Камчатки.

На юго-западном подножии вулкана Горелый расположена система разломов с накопленным вертикальным смещением среднеплейстоценовых [Селянгин, Пономарева, 1999] лав около 30м. Если принять 120 тыс. лет как минимальный интервал накопления деформаций и 60º как угол падения плоскости разлома, то максимальная средняя скорость горизонтального раздвигания составит 0,14 мм/год. Расположенная здесь же магмопроводящая трещина соответствует горизонтальному раздвиганию на 3 м за голоценовое время [Zelenin et al., 2014], то есть скорости раздвигания 0,3 мм/год. В пределах Толмачева дола разломные уступы деформируют лавовые потоки с возрастом 25-10 тыс. лет [Дирксен, 2009], но погребены голоценовыми потоками. Суммарная вертикальная амплитуда смещений по ним составила 47 м за 25 тыс. л., что (при угле падения в 60º) соответствует скорости раздвигания до 1,08 мм/год. Раздвигание сопровождалось единственным за послеледниковое время внедрением дайки среднеголоценового возраста. Судя по масштабам шлаковых конусов, сравнимых с трещинным извержением на Горелом, 3 м являются приемлемой оценкой мощности питающей дайки и в данном случае, что добавляет к суммарному раздвиганию еще 0,12 мм/год. В итоге, суммарное поперечное удлинение полуострова по профилю составляет как максимум 1,6 мм/год.

4.5. Выводы

Выявленные на Южной Камчатке позднечетвертичные разломы представлены сбросами, ориентированными вдоль островной дуги. В целом, наличие таких разрывных нарушений свидетельствует о поперечном удлинении земной коры Южной Камчатки. Помимо сбросов, это удлинение проявлено и одноактными магмоподводящими трещинами такого же простирания, как и у разломов. Важно заметить, что вулканизма как такового недостаточно для регионального растяжения – вулканизм характерен и для сокращающихся островных дуг, а расклинивающее действие дайки может быть компенсировано локальными деформациями [Gudmundsson, 2008].

Сумма горизонтальных поперечных смещений отдельных структур дает среднее значение скорости поперечного удлинения дуги примерно в 1,6 мм/год в позднечетвертичное время, что на порядок меньше, чем раздвигания в пределах Центральной Камчатки – 17,7 мм/год [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Южнее, в Курильской части островной дуги активные структуры растяжения неизвестны. Таким образом, скорости деформаций увеличиваются к северному окончанию зоны субдукции, что соответствует модели растяжения [Schellart et al., 2007] из-за отступания желоба у края субдуцирующей плиты.

Граница между деформирующимися с разной скоростью сегментами Камчатки, с учетом приведенных значений скоростей раздвигании, должна быть правосдвиговой. Именно правосторонний характер движений был ранее предложен для расположенной между этими сегментами Начикинской зоны поперечных дислокаций (см. рис. 1) на основе структурных признаков [Кожурин и др., 2008].

Схожая кинематика смещений на позднеплейстоценовых поверхностях и эоплейстоценовых-раннеплейстоценовых базальтовых плато может свидетельствовать о поперечном раздвигании южной Камчатки с начала неоплейстоцена. До эоплейстоценового времени в прибрежной части Южной Камчатки преобладало поперечное сокращение с ростом Прибрежного горста, о чем свидетельствуют вовлеченные в поднятие миоценовые мелководно-морские отложения.

Характерная длина выявленных разломных уступов не превышает 8 км. Реальная длина сегментов разломов может быть несколько больше из-за высоких темпов вулканической аккумуляции. Как отмечено в работах [Leonard, 2010, Hanks, Bakun, 2002], ширина разрыва приблизительно равна его длине для малых землетрясений (с длиной разрыва меньше 5 км), и увеличивается медленнее длины разрыва при превышении этого порогового значения, то есть мощность хрупкого слоя земной коры сопоставима с максимальной характерной длиной разрывов и составляет в пределах вулканического пояса около 10 км. Малая

мощность хрупкого слоя земной коры может быть связана с прогревом земной коры в вулканическом поясе (например [England, Katz, 2010]).

Глава 5. Дизъюнктивные нарушения вулканического пояса Центральной Камчатской депрессии

Район включает в себя самые продуктивные вулканические центры Камчатки – вулкан Шивелуч и Ключевскую группу вулканов [Ponomareva et al. 2007].

5.1. Пространственное распределение магмопроводящих трещин

Из-за высоких темпов вулканической аккумуляции признаки активной разломной тектоники вблизи вулканических построек отсутствуют – возможные разломные уступы быстро перекрываются и нивелируются вулканическими отложениями. Индикатором тектонического режима территории является простирание цепочек шлаковых конусов, которые, как правило, ориентированы перпендикулярно горизонтальной проекции оси минимального сжатия [Le Corvec et al., 2013], причем эта ориентировка представительна для региональных обобщений только на субгоризонтальных поверхностях, но не на склонах стратовулканов [Tibaldi, 1995, Tibaldi, Bonali, 2017]. Таким образом, наиболее значимыми для анализа являются поля ареального вулканизма за пределами крупных вулканических построек – Толбачинская региональная зона шлаковых конусов [Churikova et al., 2015] и раннеголоценовые центры извержений вулкана Плоского Дальнего [Ponomareva et al., 2013]. Оба этих пояса состоят из ряда субпараллельных магмопроводящих разрывов, выраженных в рельефе шлаковыми конусами. Азимут простирания этих разрывов составляет от 30º до 55º – они параллельны глубоководному желобу южной части и косо приближаются к зоне субдукции в северной части (рис. 26). Реконструированные в соответствии с [Le Corvec et al., 2013] оси минимального сжатия соответствуют растяжению земной коры перпендикулярно оси субдукции при уменьшении величины раздвигания в северной части группы вулканов.

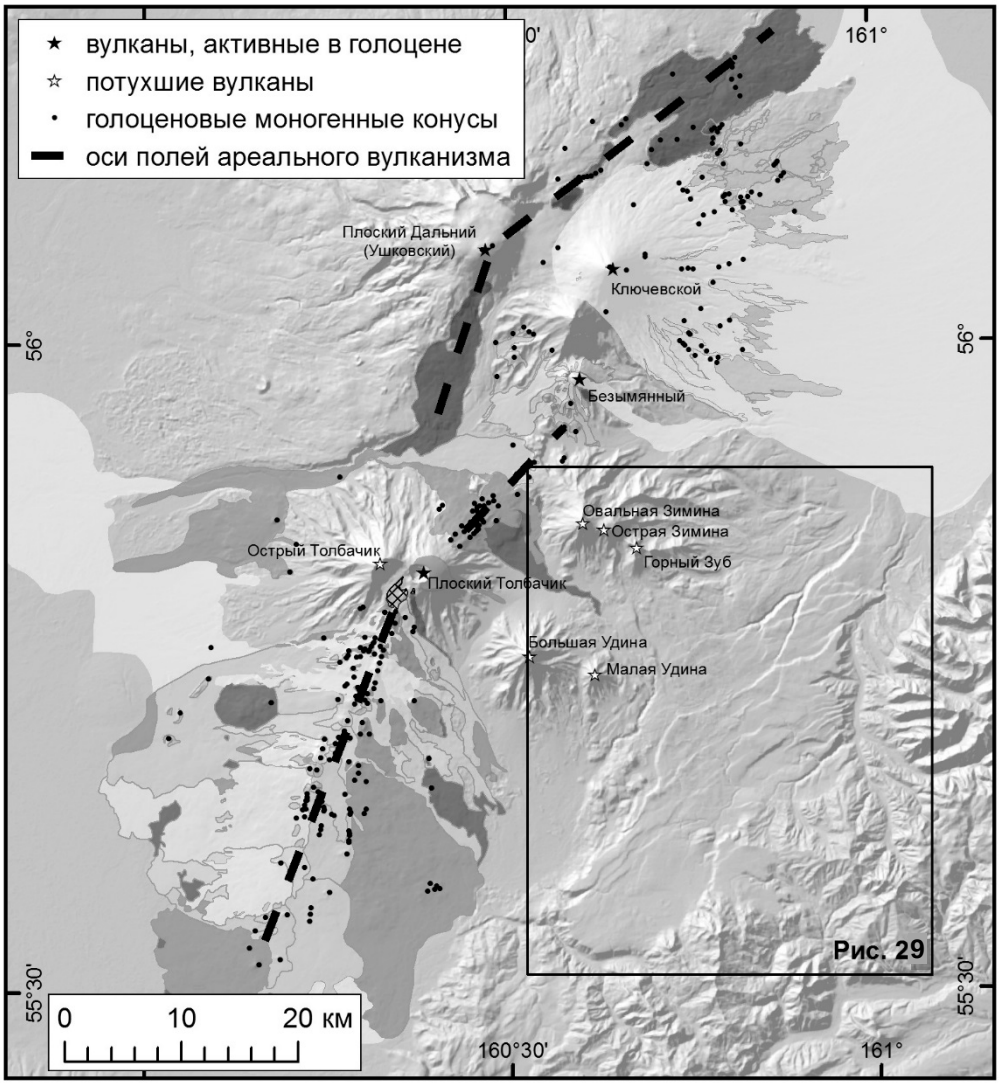


Рис. 26. Голоценовые центры извержений Ключевской группы и возможное положение структур растяжения, выраженных в рельефе рядами шлаковых конусов [Churikova et al., 2015]. Оттенками серого показаны голоценовые вулканические отложения [ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки], более светлые оттенки соответствуют более молодым отложениям (см. рис. 28). Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

5.2. Деформации Толбачинского дола

Толбачинский дол представляется наиболее перспективной областью проявления деформаций, поскольку подъем изотерм, связанный с вулканизмом, обуславливает минимальную мощность хрупкого слоя земной коры [Burov, 2003] вдоль оси Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. Из-за высоких темпов вулканической аккумуляции здесь невозможно судить о существовании разломов, напрямую выраженных в рельефе. Тем не менее, благодаря

исследованиям трещинного извержения, происходившего в северной части дола с 27 ноября 2012 по 5 сентября 2013 гг. [Belousov et al., 2015] и получившего название «Трещинное толбачинское извержение имени 50-летия ИВиС» [Гордеев и др., 2013], были выявлены деформации поверхности, которые представляется уместным экстраполировать на предшествовавшие трещинные извержения этой зоны. Для определения параметров деформирования наиболее эффективен метод дифференциальной радарной интерферометрии, заключающийся в совместной обработке серии разновременных радиолокационных изображений, полученных с космических съемочных систем. Работы такого рода, выполненные при участии автора [Михайлюкова и др., 2014] показали, что единственным источником вертикальных смещений в пределах отложений данного извержения являются просадки поверхности лавовых полей, связанные с остыванием лав и приуроченные к местам их наибольшей мощности. В то же время, коллектив [Lundgren et al., 2015] используя данные за больший промежуток времени (июнь 2012 г. – июнь 2014 г.) установил, что извержение сопровождалось внедрением дайки мощностью около 6 м, синхронно с поднятием продвигавшейся от магматической камеры на юг, вдоль ее простирания (рис. 27).

В работах [Брайцева и др., 1984, Churikova et al., 2015] представлено распространение голоценовых вулканических отложений и центров извержений. Очевидно, что извержения происходили преимущественно из цепочек шлаковых конусов, трассирующих простирание магмопроводящей трещины. Для одного пересечения Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов характерно 3-4 таких трещины (рис. 28). Принимая в качестве характерной мощности дайки 3-8 м, получим грубую оценку накопленного за голоценовое время раздвигания в 10-30 м, что соответствует средней скорости раздвигания порядка 1-3 мм/год. Реальная скорость может быть несколько выше этой оценки, поскольку она опирается на допущение о выраженности в современном рельефе всех голоценовых центров извержений.

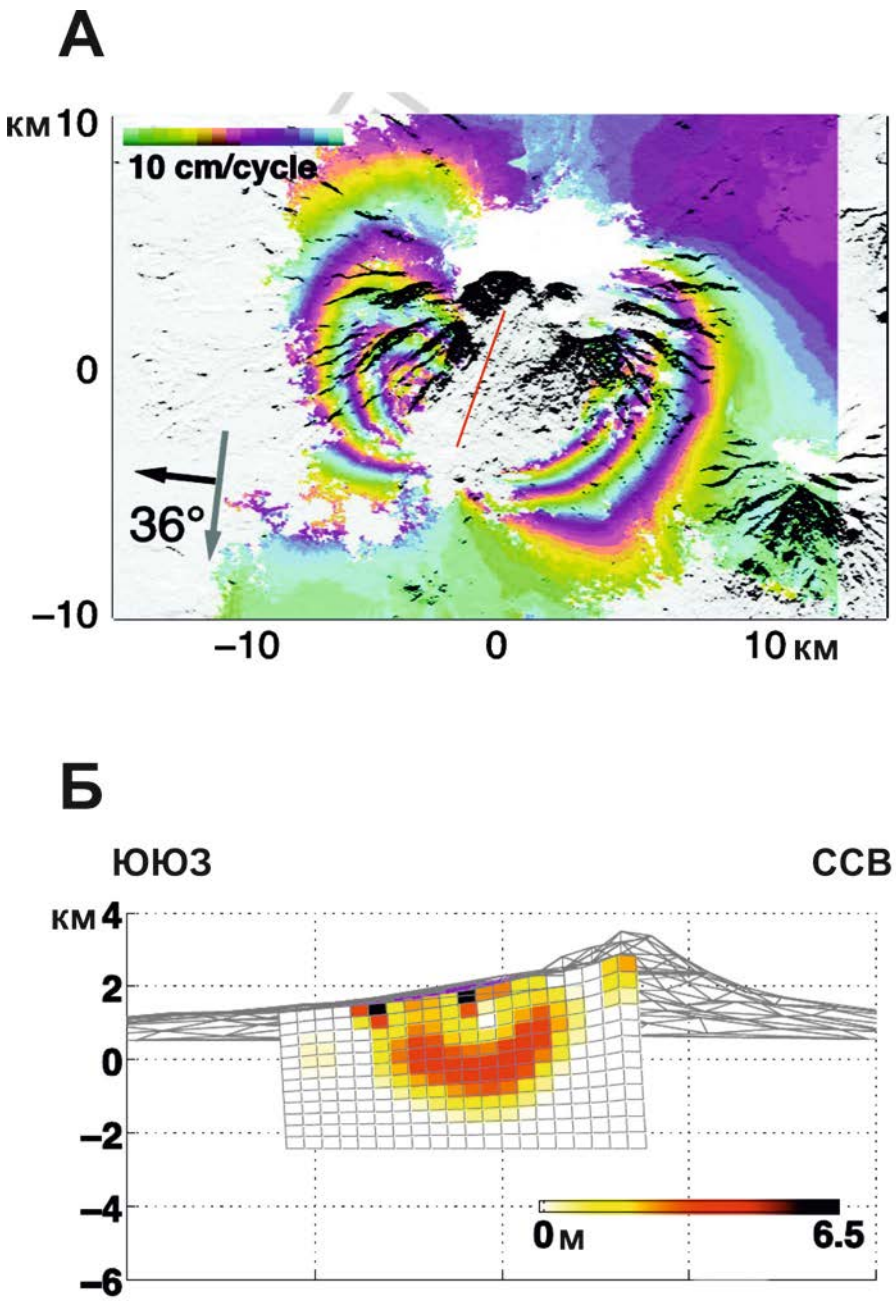


Рис. 27. Деформации, связанные с внедрением питающей дайки ТТИ-50 по данным радарной интерферометрии. [Lundgren et al., 2015].

А – интерферограмма, построенная по радиолокационным изображениям с КА RADARSAT-2, даты съемки 12.06.2012 и 02.06.2014; один цикл соответствует смещению поверхности в направлении от/к КА (вектор направления съемки показан в левом нижнем углу рисунка, угол падения составляет 36°). Красной линией показана наиболее вероятная плоскость внедрения дайки.

Б – Модель раскрытия магмопроводящей трещины. Цветом показана мощность внедряющейся дайки.

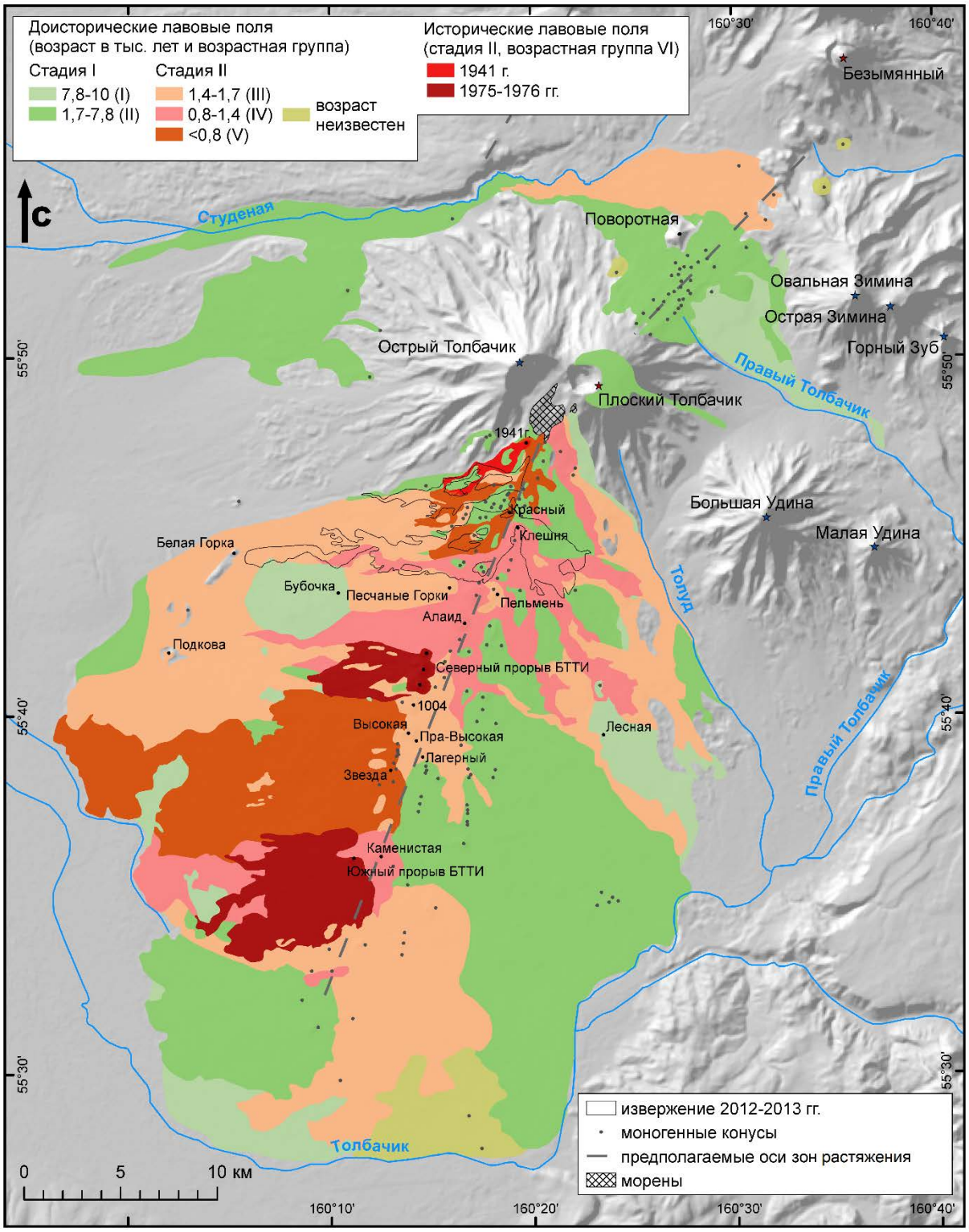


Рис. 28. Возрасты и центры голоценовых извержений Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов [Churikova et al., 2017].

5.2. Деформации Хапичинского дола

Единственная существенно деформированная разломами территория, которую относят к Ключевской группе вулканов – Хапичинский дол [Святловский, 1967] или Хапиченское плато [Ермаков, 1977], лавовое плато, расположенное в северо-восточной части Центрально-Камчатской депрессии и примыкающее с запада к вулканам Ключевской группы, а с востока – к хребту Кумроч (рис. 29). Плато сложено лавами мегаплагиофировых базальтов [Мелекесцев и др., 1974] мощностью около 100 м [Пономарева, личное сообщение]. Возраст лавовых толщ установлен с помощью Ар-Ар датирования [Calcins, 2004] и составляет 274 тыс. л. На западе и северо-западе лавы плато уходят под более молодые постройки Ключевской группы вулканов. Базальтовые толщи в верховьях р. Студеной на западе Ключевской группы вулканов приблизительно синхронны лавам Хапичинского дола [Calkins, 2004] и являются наиболее древними вулканическими горными породами в пределах Ключевской

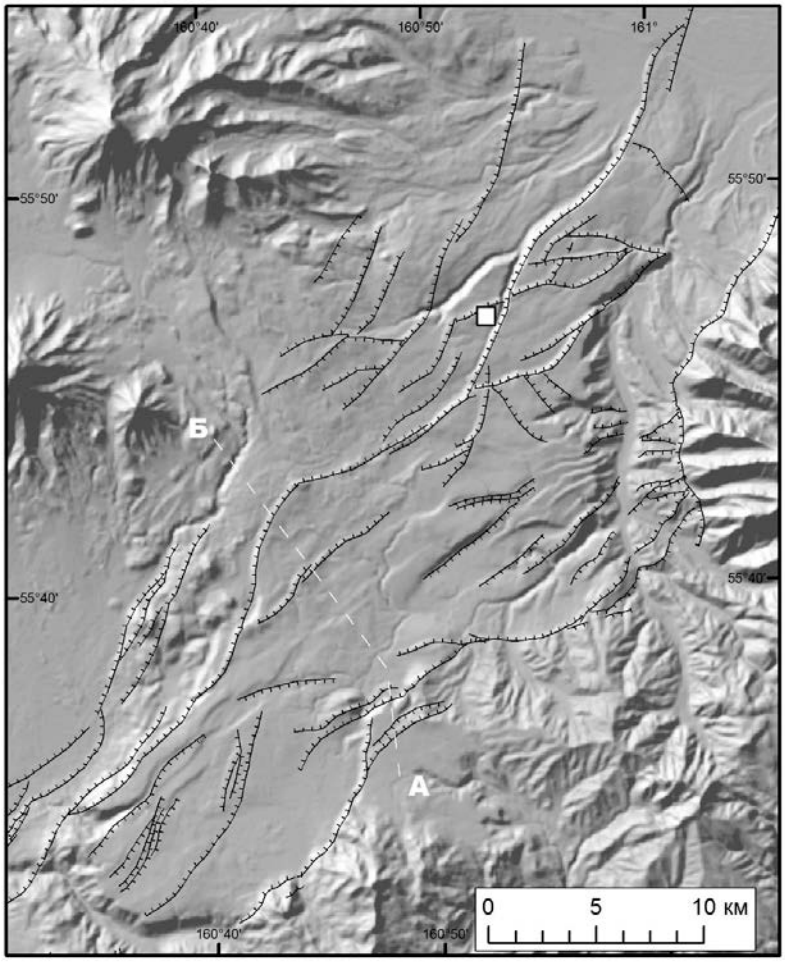


Рис. 29. Активные разломы Хапичинского дола. Разломы показаны черными линиями со штрихами в сторону опущенного крыла. Белым квадратом показано положение канавы. А-Б – линия профиля на рис. 30. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

группы вулканов, что позволяет считать их единым пьедесталом, на котором сформировались все стратовулканы Ключевской группы.

В деформациях базальтов дола, перекрытых почвенно-пирокластическим чехлом (ППЧ) мощностью в первые метры и, на отдельных участках, мореной [Мелекесцев и др., 1974], запечатлена история взаимодействия хребта Кумроч и Центрально-Камчатской депрессии на широте Ключевской группы в позднем плейстоцене-голоцене. Благодаря высоте лавового пьедестала деформации поверхности дола не сглажены позднечетвертичными осадками, как, например, Щапинский грабен, расположенный южнее; наоборот, денудация лишь подчеркнула тектонический рельеф дола. Разломы деформируют поверхность плато с образованием многочисленных ступеней высотой от первых метров до 150-200 м (рис. 30). Разломы были описаны Мелекесцевым с соавторами [1970, 1974] как вулкано-тектонические, то есть обязанные своим формированием проседанием вулканических построек Ключевской группы под собственным весом. Ермаков [1977] отметил пространственную приуроченность восточных из этих разломов к плановому изгибу основного разлома Восточно-Камчатской зоны («Камчатского разлома»), разделяющего ЦКД и поднятие хр. Кумроч, в движениях по которому существует, как он предположил, подчиненная вертикальной сдвиговая компонента.

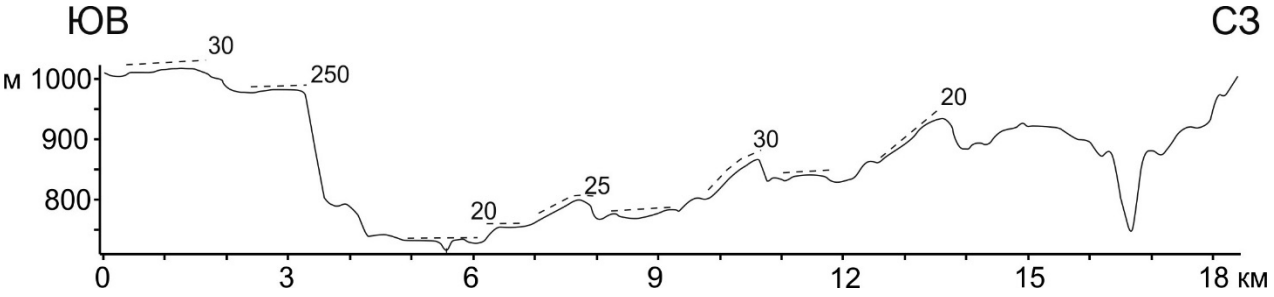


Рис. 30. Топографический профиль через Хапичинский дол (положение показано на рис. 29), вертикальный масштаб преувеличен. Штриховые линии аппроксимируют поверхности фрагментов плато, числа соответствуют вертикальному смещению по разломам между аппроксимирущими линиями, в метрах. Сумма смещений составляет около 355 м.

Тектонические нарушения в пределах Хапичинского дола образуют тектонические уступы, разнообразные по своему простиранию и амплитуде (рис. 31). Для большинства нарушений характерно резкое изменение амплитуды смещения по простиранию. По очертаниям в плане выделяются группы линейных и дугообразных нарушений (см. рис. 29), причем с последними связаны и наибольшие амплитуды смещений. Обособленные этими нарушениями поверхности зачастую перекошены, наклонены на юго-восток. На ДДЗ сверхвысокого разрешения различимы малые разрывы, проявленные в рельефе цепочками воронок, образование которых может быть связано только с подповерхностным выносом частиц ППЧ, то есть суффозией, по трещинам в кровле лав (рис. 32, 33). Поскольку их простирание весьма разнообразно (рис. 32), для получения общих характеристик деформирования Хапичинского дола автором было проведено осреднение ориентаций трещин скользящим окном (рис. 34). Среднее простирание трещин совпадает с осью Восточно-Камчатской зоны разломов, вариации в простирании не превышают 15° и не образуют какой-либо закономерности.



Рис. 31. Разломные уступы, деформирующие поверхность Хапичинского дола. Фото С.П. Крашенинникова.



Рис. 32. Суффозионные воронки, приуроченные к разломному уступу и трассирующие трещины без видимого смещения. Высота уступа около 1 м. Фото С.П. Крашенинникова.



Рис. 33. Ряд слившихся суффозионных воронок у основания разломного уступа, пройденного канавой. Высота уступа около 2 м. Фото Н.П. Латышева.

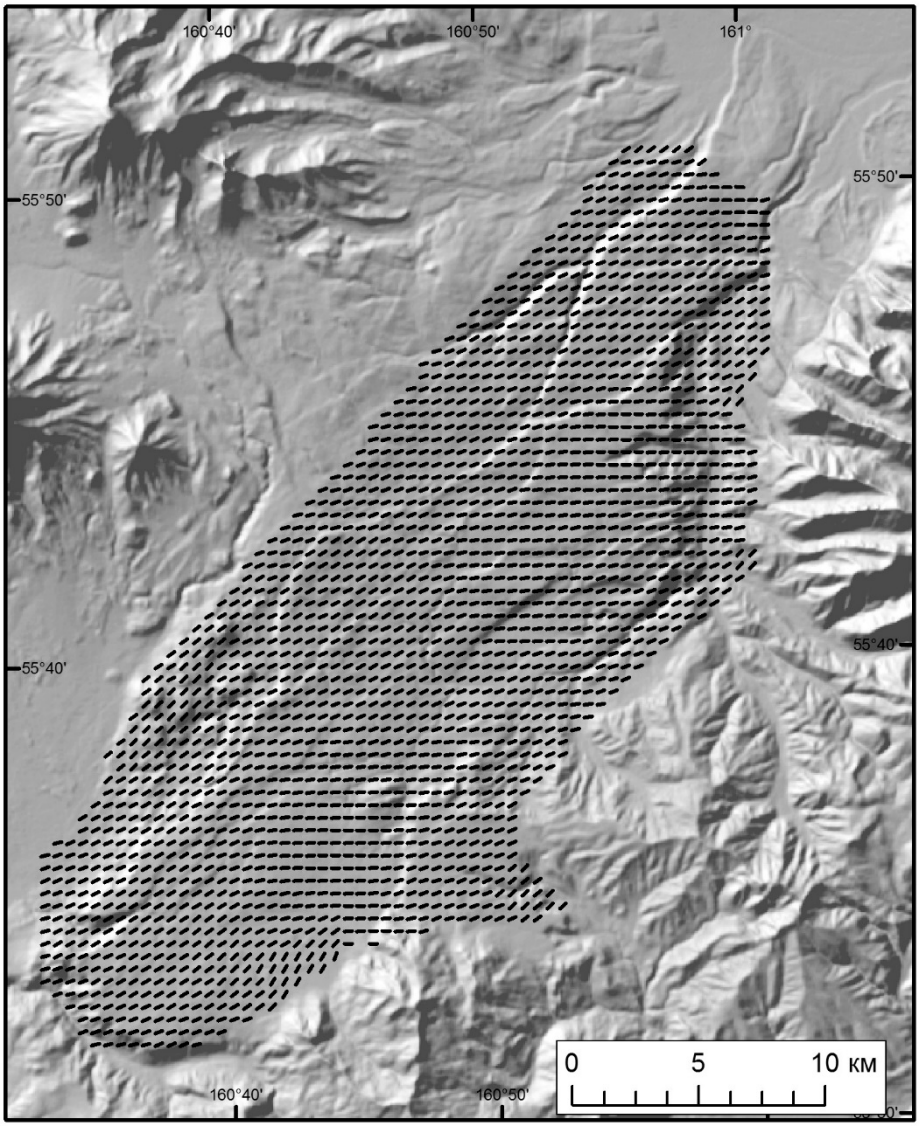


Рис. 34. Ориентировка трещин Хапичинского дола, осредненная скользящим окном. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

5.4. Тренчинг

Для установления активности системы разломов и уточнения их кинематики в северо-восточной части дола была заложена канава. Канава пересекает склон, к тыловому шву которого приурочена цепь суффозионных воронок (см. рис. 33). Высота склона в створе канавы около 2 м. Длина канавы была выбрана таким образом, чтобы захватить как тыловой шов, так и бровку склона, и составила 10 м; максимальная глубина определялась мощностью ППЧ и составила 3,4 м (рис. 35).

Для южной стенки канавы были созданы зарисовка и фотосхема, на которых отчетливо видно пересечение стенкой системы разломов, крупнейший из которых смещает горизонты тефры на 20-29 см (рис. 36).

Основной разлом круто падает на юго-восток, в сторону поднятого крыла. В нижней части стенки угол падения разлома составляет приблизительно 85°, выше он выполаживается до приблизительно 65°, и расщепляется на две ветви. Для получения количественных характеристик подвижек было измерено смещение



Рис. 35. Общей вид канавы «Хапичинский дол». Высота разломного уступа, пройденного канавой, составляет около 2 м. Фото Н.П. Латышева.

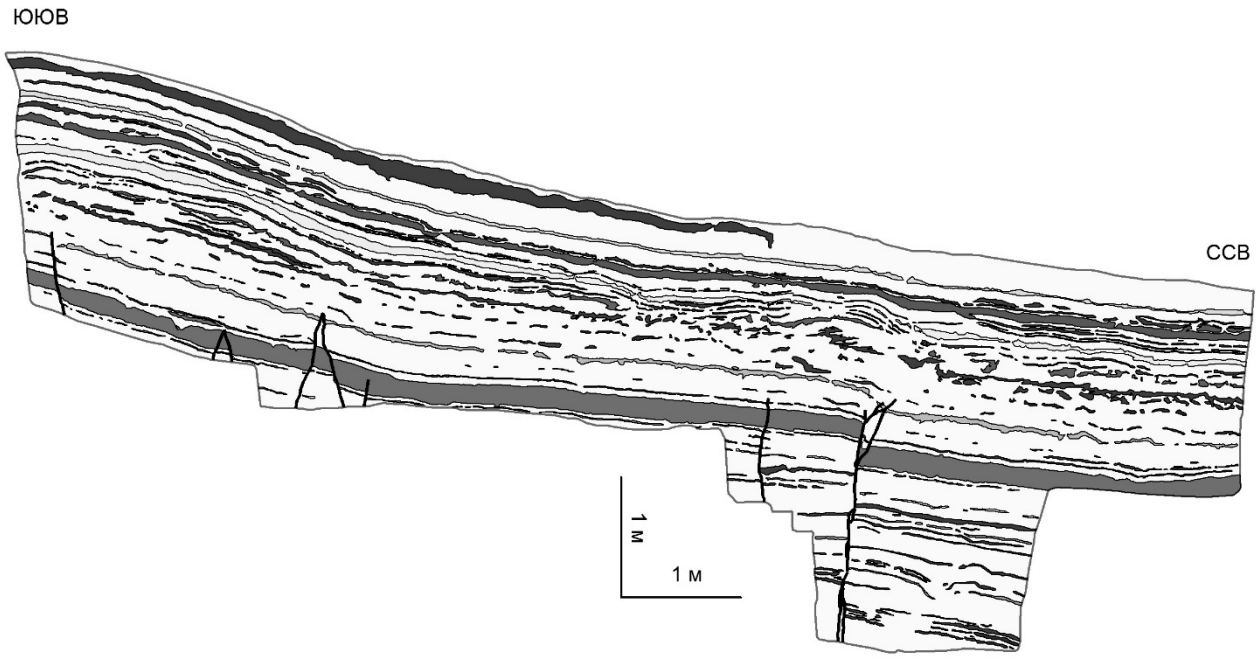


Рис. 36. Разрез ППЧ Хапичинского дола, деформированный подвижками по разлому, зарисовка стенки канавы (положение канавы показано на рис. 26). Горизонты тефры показаны темно-серым, черные линии – плоскости разрывов.

горизонтов тефры, причем изгибы слоев вблизи разломов (складки волочения) включались в амплитуду смещения. Судя по амплитудам смещений, за время формирования ППЧ по этому разлому произошло две подвижки. Главная, отчетливо выраженная в строении ППЧ, она имеет амплитуду около 22 см. Более древнее событие выражено не столь отчетливо и идентифицируется только по увеличению амплитуд смещения слоев тефры с 24 до 28 см - величина подвижки составила около 4 см. В поднятом крыле горизонты тефры деформированы разломами с меньшими величинами смещений – до 8 см и сбросовой кинематикой. Следовательно, основная плоскость также имеет сбросовую кинематику и отвечает обстановке растяжения.

Таким образом, деформации Хапичинского дола соответствуют кинематике Восточно-Камчатской зоны разломов. Простирание разломов и трещин соответствует ориентировке этой зоны, в вариациях простирания трещин не прослеживается концентричности, которую можно было бы ожидать при деформациях под весом вулканических построек. Наклон поверхностей блоков указывает на выполаживание плоскостей разломов с глубиной, отвечающее условиям поперечного горизонтального растяжения.

Глава 6. Дизъюнктивные нарушения Срединного хребта

В отличие территорий, описаннных в предыдущих главах, голоценовый вулканизм Срединного хребта не образует непрерывного пояса [ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки»], а положение его в тылу островной дуги позволяет ожидать малых скоростей деформаций в этой зоне, если они вообще присутствуют. Поскольку за исторический период ни один из вулканов хребта не проявлял активности, исследователи считают пояс затухающим [Авдейко и др., 2002, 2006] или полностью неактивным [Park et al., 2002] Активные разломы никогда здесь детально не изучались; в работе [Kozhurin et al., 2006], например, отмечалось существование отдельных разломов в Срединном хребте при очевидно малой скорости подвижек. Тем не менее, при дешифрировании данных ДЗЗ высокого разрешения в пределах Срединного хребта автором были описаны деформированные разломами позднечетвертичные отложения и формы рельефа.

Все выявленные разломы расположены в центральной части Срединного хребта, приблизительно на широте Ключевской группы вулканов (см. рис.1). Они приурочены к северной части Анаунского дола (рис. 37) – позднечетвертичного лавового плато и имеют характерное простирание 55º, то есть вытянуты косо по отношению к оси глубоководного желоба. Некоторые из разломов пересекают долины реки Тигиль и ее притоков (рис. 38), что позволяет определить углы падения и направление движения по разломам. Все измеренные разломы являются сбросами с падением 55-60º. Величина накопленного вертикального смещения была определена по деформациям пологих склонов на севере дола (рис. 39); она составила около 70 м. При углах падения 55-60º эта величина соответствует горизонтальному раздвиганию в 50-55 м.

Вулкан Анаун и близрасположенное поле моногенного вулканизма (Анаунский Дол) по степени сохранности вулканических форм рельефа ранее относили к голоценовому времени [Вулканы …, 1972], но в позднейших работах

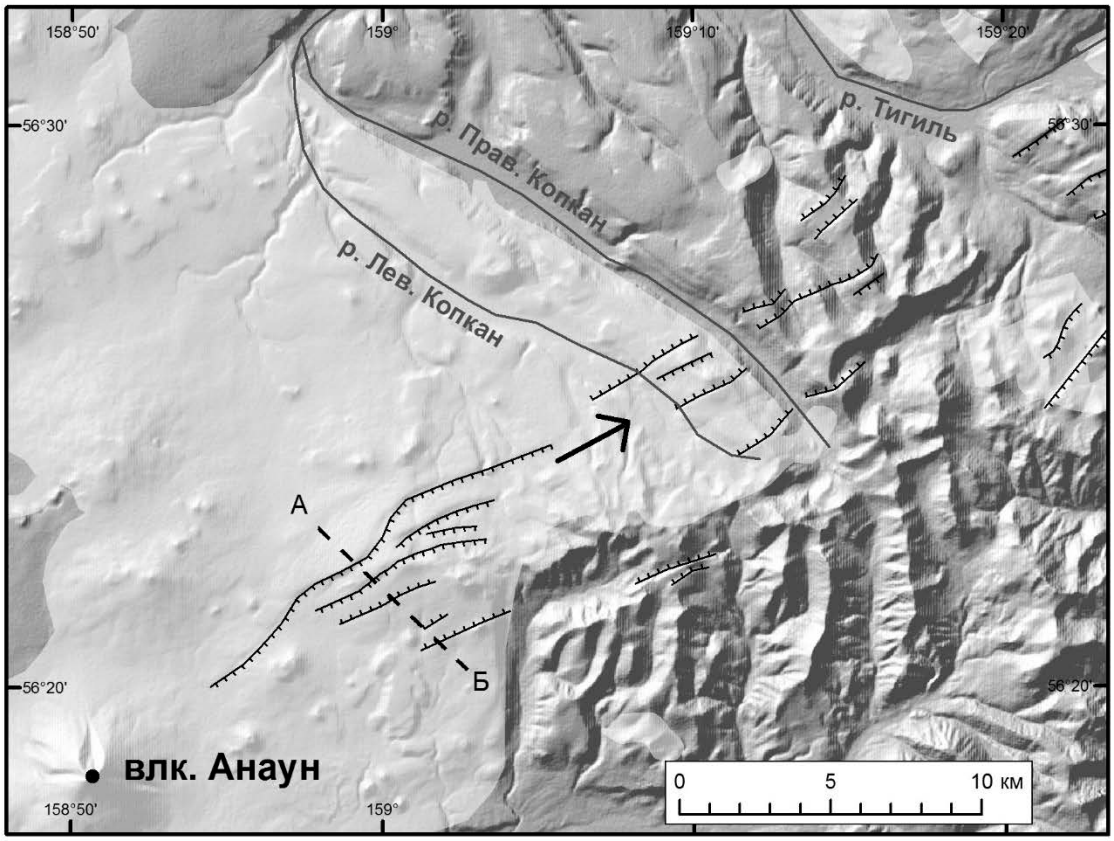


Рис. 37. Активные разломы Анаунского дола, Срединный хребет. Разломы показаны черными линиями со штрихами в сторону опущенного крыла. Стрелкой показано направление съемки на рис. 38. А-Б – линия профиля на рис. 39. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].



Рис. 38. Разломы, деформирующие водоразделы в бассейне р. Тигиль. Цифровая модель рельефа SRTM, драпированная снимком Landsat 8, получена с сервиса Google Earth.

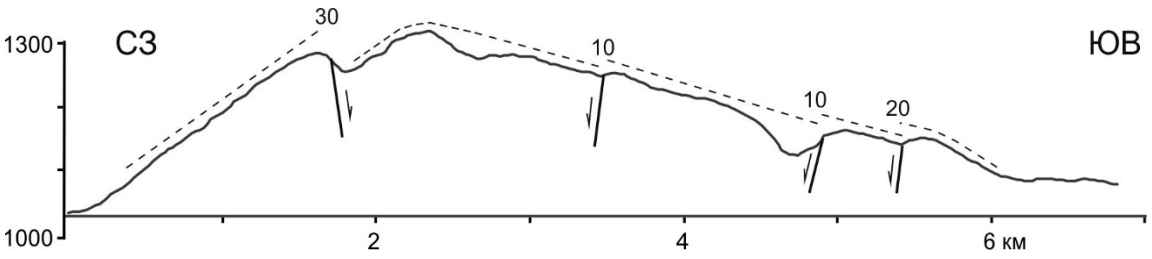


Рис. 39. Топографический профиль через Анаунский дол (положение показано на рис. 37), вертикальный масштаб преувеличен. Пунктирные линии аппроксимируют поверхности фрагментов плато, числа соответствуют вертикальному смещению по разломам между аппроксимирующими линиями, в метрах. Сумма смещений составляет около 70 м.

[Певзнер, 2011], показано, что продукты извержений голоценового возраста в пределах дола отсутствуют. Тем не менее, сохранность отдельных вулканических построек позволяет предположить позднечетвертичный возраст как самих построек, так и разломов, их деформирующих. Аналогично, активными являются разломы, деформирующие современную пойму долины реки Тигиль и ее притоков.

Разломные уступы прослеживаются и севернее описанной территории, вплоть до Седанкинского дола, но слабая сохранность уступов на междуречьях и отсутствие видимых деформаций на молодых поверхностях внутри речных долин не дает оснований считать эти разломы активными.

Глава 7. Вариации параметров деформирования вулканических областей Камчатки и их геодинамическая интерпретация

7.1. Параметры деформирования вулканических областей и полуострова Камчатка в целом

Как было показано в главе 3, разломы Восточного вулканического фронта в пределах Центральной Камчатки образуют узкую, но непрерывную полосу грабенов вдоль оси вулканического пояса. Выразительнее всего активная разломная тектоника проявлена в деформациях плато, сложенных пирокластическими отложениями кальдерообразующих извержений (см. рис. 11, 14). Некоторые разломы прослеживаются и внутри плейстоценовых кальдер, но в отсутствие единой протяженной реперной поверхности, интерпретация их кинематики гораздо менее однозначна. Все выявленные здесь разломы являются сбросами. Суммарное смещение по ним соответствует средней скорости поперечного горизонтального раздвигания 4,0 ± 1,2 мм/год за последние ~40 тыс. лет.

Поперечному удлинению полуострова соответствуют также движения по Восточно-Камчатской зоне разломов на той же широте за пределами вулканического пояса со средней скоростью поперечной зоне горизонтальной компоненты 13,7 мм/год [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Этот факт делает несостоятельным предположение о ведущей роли расклинивающего действия поднимающейся магмы при формировании структур растяжения (как было предложено в [Леглер, Парфенов, 1979]). Приуроченность же грабенов к оси ВВФ объясняется малой мощностью хрупкого слоя земной коры, которая определяется подъемом изотерм в вулканическом поясе (например, [England, Katz, 2010]). Геометрия разрывов в исследованных частях ВВФ соответствует мощности хрупкого слоя не более 10 км. Существующие геофизические данные для Восточной Камчатки [Гонтовая, Гордиенко, Гордиенко, 2009] подтверждают подъем вдоль оси вулканического пояса изотермы 500° (рис. 40),

соответствующей подошве хрупкого слоя в основных породах [Handy, 1989], до глубины меньше 20 км. К сожалению, малая детальность геофизических данных не позволяет уверенно определить фактическую глубину изотермы.

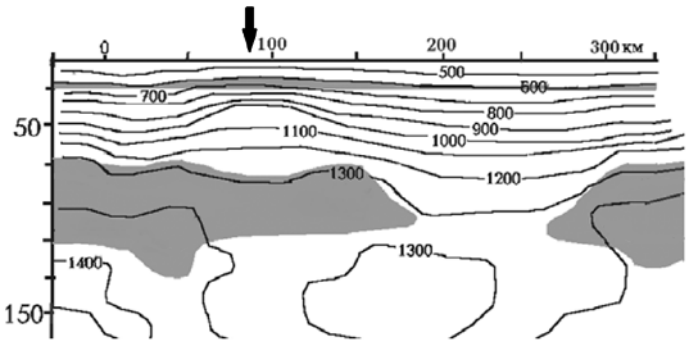


Рис. 40. Распределение T (в °C) в нижней коре и мантии под Восточной Камчаткой [Гонтовая, Гордиенко, Гордиенко, 2009]. Темно-серым показаны зоны частичного плавления. Черная стрелка – положение оси Восточного вулканического фронта.

Небольшая мощность хрупкого слоя земной коры в осевой части вулканических поясов, то есть небольшая площадь плоскостей разрывов, обуславливает частые подвижки по разломам с меньшей разовой амплитудой [Villamor et al., 2001, Leonard, 2010, Hanks, Bakun, 2002], что показано на примере деформаций почвенно-пирокластического чехла плоскостью разлома (см. раздел 3.4, табл. 2).

Выявленные на Южной Камчатке позднечетвертичные разломы представлены сбросами, ориентированными вдоль островной дуги. Так же ориентированы одноактные магмоподводящие трещины, что свидетельствует о поперечном удлинении земной коры Южной Камчатки. Характерная длина выявленных разломных уступов не превышает 8 км, что отвечает мощности хрупкого слоя земной коры около 10 км. Сумма горизонтальных поперечных смещений отдельных структур дает среднее значение скорости поперечного удлинения дуги не более чем в 1,6 мм/год в позднечетвертичное время, что на порядок меньше, чем растяжение в пределах Центральной Камчатки – 17,7 мм/год [Kozhurin, Zelenin, 2017]. Южнее, в Курильской части островной дуги, активные структуры растяжения неизвестны. Граница между деформирующимися с разной скоростью сегментами Камчатки, с учетом приведенных значений скоростей растяжений, должна быть правосдвиговой. Именно правосторонний характер движений был ранее предложен для расположенной между этими сегментами (см.

рис. 1) Начикинской зоны поперечных дислокаций на основе структурных признаков [Кожурин и др., 2008].

В пределах Ключевской группы вулканов главным индикатором режима деформирования является простирание цепочек шлаковых конусов вулкана Плоского Дальнего и Толбачинской региональной зоны. Реконструированные в соответствии с [Le Corvec et al., 2013] оси минимального сжатия соответствуют растяжению земной коры перпендикулярно оси субдукции при уменьшении величины растяжения в северной части группы вулканов. Грубая оценка скорости голоценового растяжения, основанная на параметрах дайки трещинного извержения ТТИ-50 [Lundgren et al., 2015] составляет порядка 1-3 мм/год.

Расположенный в восточной части Ключевской группы вулканов у восточной границы ЦКД Хапичинский дол представляет собой существенно деформированное базальтовое плато, среднеплейстоценового возраста. Простирание разломов и трещин дола соответствует ориентировке Восточно-Камчатской зоны разломов, в вариациях простирания трещин не прослеживается концентричности, которую можно было бы ожидать при деформациях, вызванных локальным источником напряжений – Ключевской группой вулканов.

Деформации Срединного хребта гораздо менее однозначны. Поскольку позднечетвертичный вулканизм проявлен здесь значительно скромнее, чем в ВВФ, лишь небольшие участки хребта позволяют применить весь спектр разработанных методов. Все выявленные автором активные разломы расположены в центральной части Срединного хребта – в северной части Анаунского дола и бассейне реки Тигиль. Судя по деформациям бортов долин, они также являются сбросами.

Все исследованные области Камчатки расположены над активной зоной субдукции, южнее сочленения с Алеутской дугой, и в позднечетвертичное время испытывают поперечное удлинение. Величина этого удлинения варьирует в диапазоне 1,6 – 17 мм/год, причем минимальные скорости растяжения отмечены в Южной Камчатке (рис. 41). Южнее, в Курильской островной дуге, активные

структуры растяжения неизвестны. В пределах Срединного хребта деформации известны лишь на широте Ключевской группы вулканов.

Таким образом, значительная часть территории полуострова южнее сочленения с Алеутской дугой вовлечена в современное раздвигание, поперечное оси полуострова. Это раздвигание проявляется как в пределах вулканических поясов, так и в Восточно-Камчатской зоне разломов, причем вариации в выраженности структур растяжения не коррелируют с продуктивностью вулканизма.

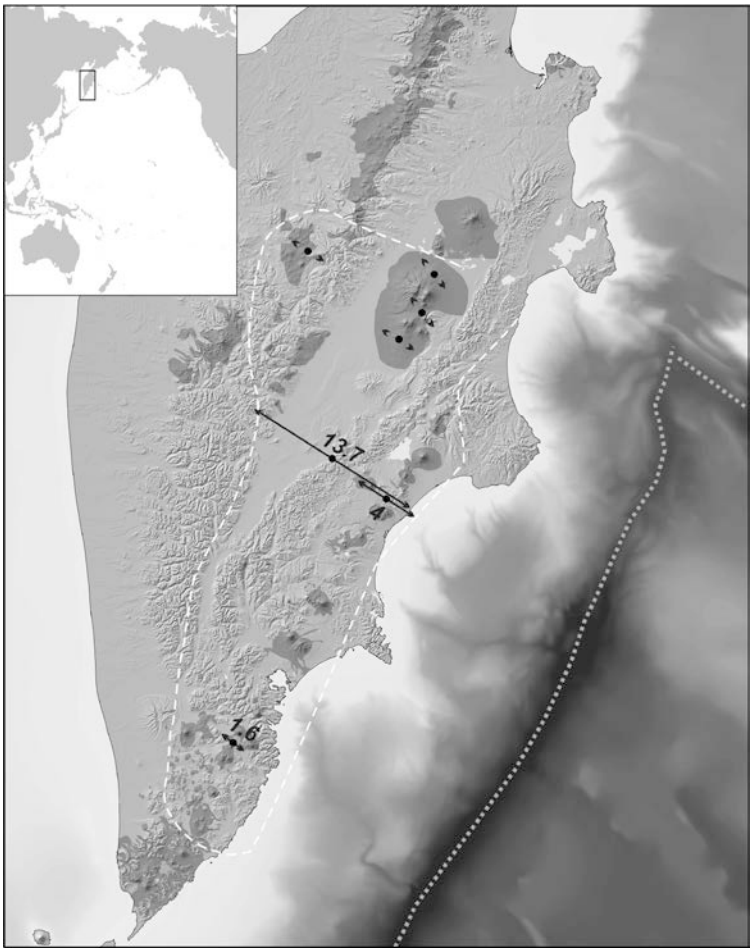


Рис. 41. Векторы современного горизонтального растяжения полуострова Камчатка. Черными стрелками показано направление и скорость растяжения (мм/год). Стрелки без линий показывают направление растяжения, проявленного в магмопроводящих трещинах Ключевской группы вулканов и разломах Срединного хребта. Белая штриховая линия ограничивает область распространения активных структур растяжения. Географическая основа для суши - теневая отмывка по ЦМР SRTM 1 arc-second [USGS EarthExplorer], для океана – донный рельеф, в соответствии с [Селиверстов, 2009].

7.2. Оценка параметров деформирования независимыми методами

Теоритически, возможность для независимого контроля сделанных выводов о современном характере деформирования надсубдукционной части Камчатки предоставляют данные долгосрочного GPS-мониторинга и коровой сейсмичности. Несмотря на пристальный интерес исследователей к Курило-Камчатской зоне субдукции, инструментальные наблюдения деформаций надсубдукционной

земной коры методами космической (GPS) геодезии ведутся здесь лишь в последние 20 лет, начиная с 1997 года, а на Курильских островах станции GPS-мониторинга были установлены лишь в 2006 г. [Стеблов и др. 2010]. Средние скорости деформации полуострова в интерсейсмическую стадию были определены за период 2006-2007 г. [Стеблов и др. 2010] и составили около 15 мм/год для станции KRON, Кроноцкий п-ов, и меньше 1 мм/год для станции ES1, Срединный хребет, поселок Эссо (рис. 42). В обоих случаях смещения отвечают сокращению земной коры полуострова параллельно зоне субдукции.

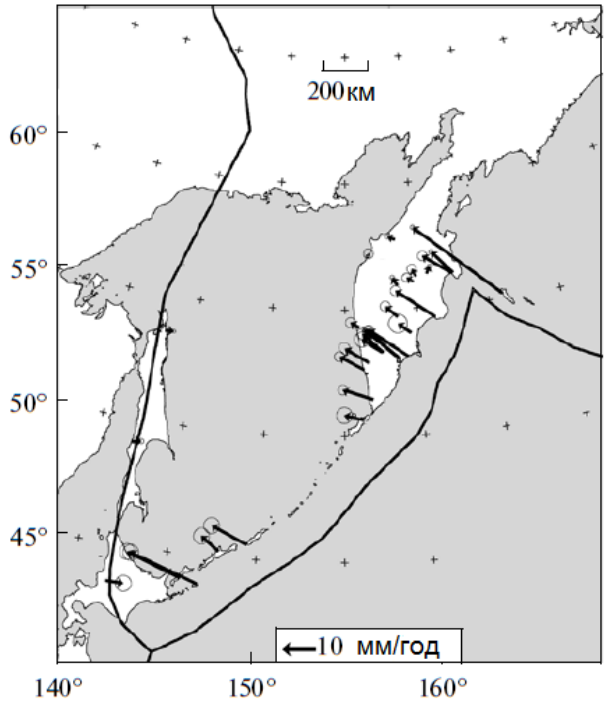


Рис. 42. Скорости перемещения станций GPS-мониторинга относительно станции Усть-Хайрюзово (западное побережье Камчатки) в 2006-2007 гг. [Стеблов и др. 2010]. Эллипсами у стрелок показан доверительный интервал определения скоростей.

Очевидно, что сокращение земной коры будет сменяться удлинением лишь при при сильнейших субдукционных землетрясениях. Единственное крупное землетрясение, произошедшее здесь за время наблюдений – Кроноцкое (5.12.1997, Mw = 7,8, южная

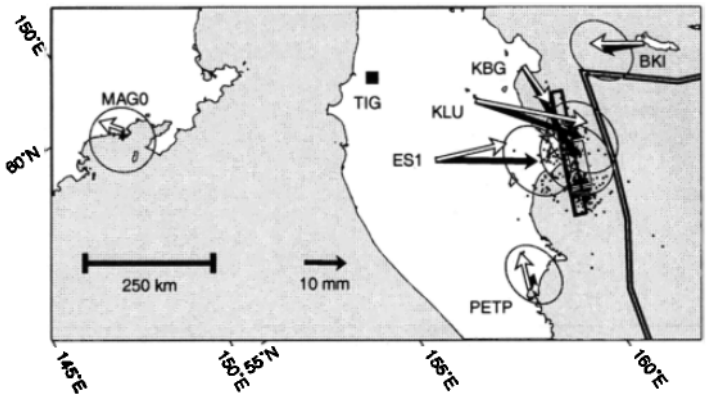


Рис. 43. Фактические (Черные стрелки) и расчетные (белые стрелки) величины смещения станций GPS-мониторинга относительно станции Тигиль (TIG, запад Камчатки) при Кроноцком землетрясении 5 декабря 1997 г. (M_w = 7,8) [Burgmann, 2001].

часть Кроноцкого залива). В это время на Камчатке функционировали только 4 станции GPS мониторинга, для ближайшей из которых, ES1 (поселок Эссо), зафиксировано горизонтальное смещение в сторону Тихоокеанской плиты 5 см (рис. 43). Суммарное смещение по пологой (угол падения 19°) плоскости разрыва при основном событии и афтершоках составило 4,95±0,33 м [Burgmann, 2001]. Принимая, что характерная повторяемость субдукционных землетрясений магнитудой около 8 на этом участке зоны субдукции составляет 50-500 лет [Гусев, Шумилина, Акатова, 2005], можно заключить, что одних их может быть достаточно для реализации поддвига слэба со скоростью 1-10 см/год, что сравнимо со скоростью сближения Тихоокеанской и Евразийской плиты – 8 см/год [De Mets, 1992]. Если же учесть крупнейшие субдукционные землетрясения с M≈9, для которых оценка повторяемости составляет 100-300 лет [Гусев, Шумилина, Акатова, 2005], и принять разовое смещение 27 м, аналогичное землетрясению Тохоку, 11.03.2011, Mw = 9,0 [Ozawa, 2011], то итоговое выдвижение фронта островной дуги в сторону океана превысит скорость сближения плит и составит от 2 см/год.

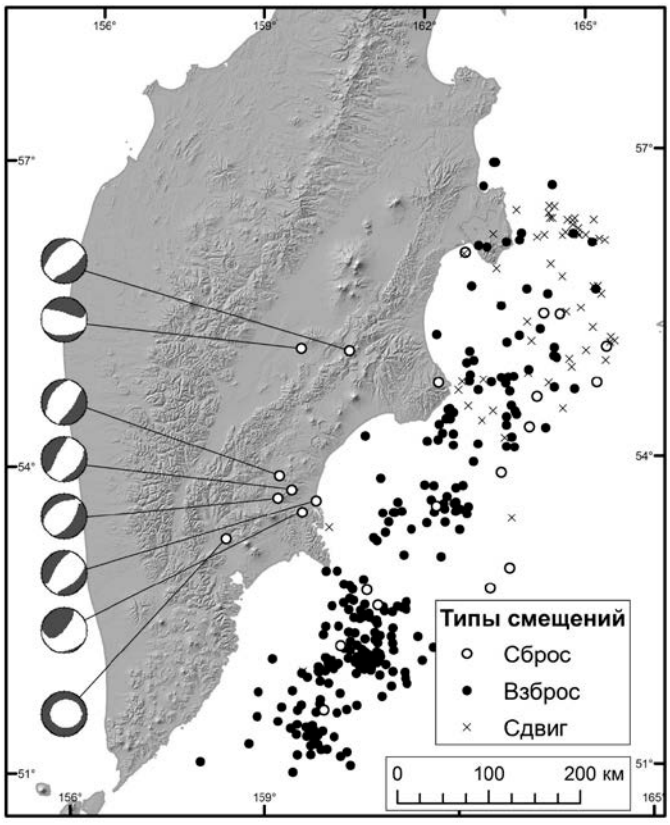


Рис. 44. Определения механизмов очагов землетрясений каталога «The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project» [Global CMT]. Показаны все сейсмические события из каталога на видимую область. Для всех событий с эпицентром под полуостровом Камчатка показаны стереограммы. Географическая основа – теневая отмывка по ЦМР SRTM [USGS EarthExplorer].

Таким образом, несмотря на очевидную неполноту данных, связанную с коротким рядом GPS-мониторинга и неопределенностями в повторяемости крупнейших субдукционных землетрясений, полученные скорости и направления смещения земной коры Камчатки не противоречат установленным путем изучения активных разломов, но и не могут их уточнить.

Еще одним независимым источником данных о современном режиме деформирования земной коры являются механизмы очагов коровых землетрясений, регулярно публикуемые в рамках проекта «The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project» [Global CMT], ранее называвшегося Harvard CMT Project. Несмотря на непрерывный ряд наблюдений с 1976 г. и большое количество событий на Камчатке (рис. 44), выборка сейсмических событий в верхних 50 км разреза полуострова состоит всего лишь из 9 событий. Судя по опубликованным [Global CMT] стереограммам, все они имеют сбросовую кинематику, что подтверждает выводы об исключительно сбросовой кинематике разломов и общем режиме поперечного удлинения земной коры полуострова в позднечетвертичное время.

7.3. Возможные механизмы деформаций

Полученные в результате настоящего исследования данные свидетельствуют о том, что все активные разломы областей современного вулканизма Камчатки соответствуют обстановке поперечного удлинения полуострова. Разломы не проявляют приуроченности к отдельным вулканическим центрам, формируя узкую, но непрерывную полосу в Восточном вулканическом фронте, либо же широкую полосу рассредоточенных разломов на Южной Камчатке. Такое повсеместное проявление раздвигания делает несостоятельным предположение о руководящей роли расклинивающего действия магмы и может отвечать лишь обстановке общего растяжения земной коры поперек оси полуострова. Ориентировка магмопроводящих трещин также отвечает обстановке поперечного растяжения. Аналогично, об обстановке поперечного растяжения свидетельствуют листрические сбросы Кумрочского (раздел 5.2) и Валагинского

сегментов [Kozhurin, Zelenin, 2017] Восточно-Камчатской зоны разломов. Тем не менее, раздвигание, вызванное расклинивающим действием магмы, аналогичным гидроразрыву, может проявляться локально, как показано для юго-западного склона вулкана Горелый (раздел 4.2).

Скорости деформаций увеличиваются к северному окончанию зоны субдукции от 1,6 мм/год на поперечном профиле у вулкана Горелый, Южная Камчатка, до 17 мм/год на широте плато Широкого и Валагинского хребта (см. рис. 41), что может указывать на обусловленность режима деформирования положением полуострова Камчатка у окончания зоны субдукции Такая связь была обоснована математическим трехмерным моделированием развития зоны субдукции [Schellart et al., 2007] как результат латерального внедрения магмы в астеносферный клин у боковой границы слэба (рис. 45). Расчетная скорость такого растяжения, исходя из ее протяженности и относительных скоростей плит Курило-Камчатской зоны субдукции, составляет 28 мм/год близ северного окончания зоны субдукции [Schellart et al., 2007]. Поскольку эта скорость близка к обоснованной в [Kozhurin, Zelenin, 2017] минимальной оценке скорости растяжения, проявленного в активной разломной тектонике Центральной Камчатки – 17,7 мм/год, модель латерального внедрения магмы представляется удовлетворительным объяснением наблюдаемого поперечного

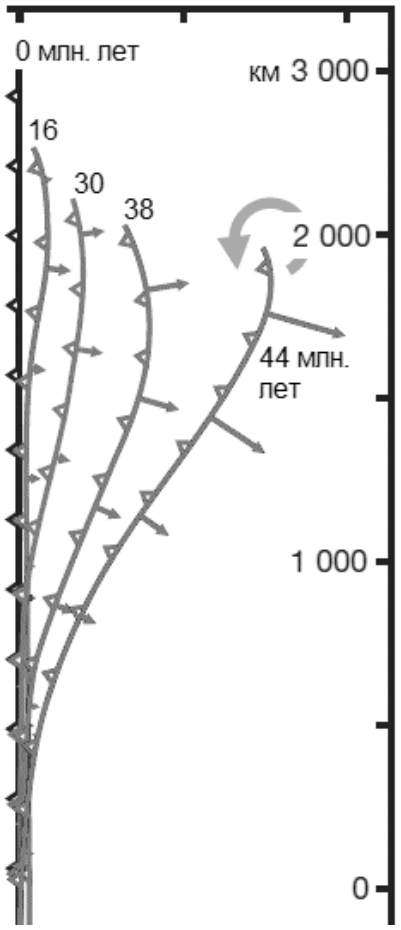


Рис. 45. Численная модель отступания зоны субдукции у края субдуцирующей плиты, вызванного латеральным мантийным током (стрелка у края зоны субдукции через 44 млн. лет) [Schellart et al., 2007].

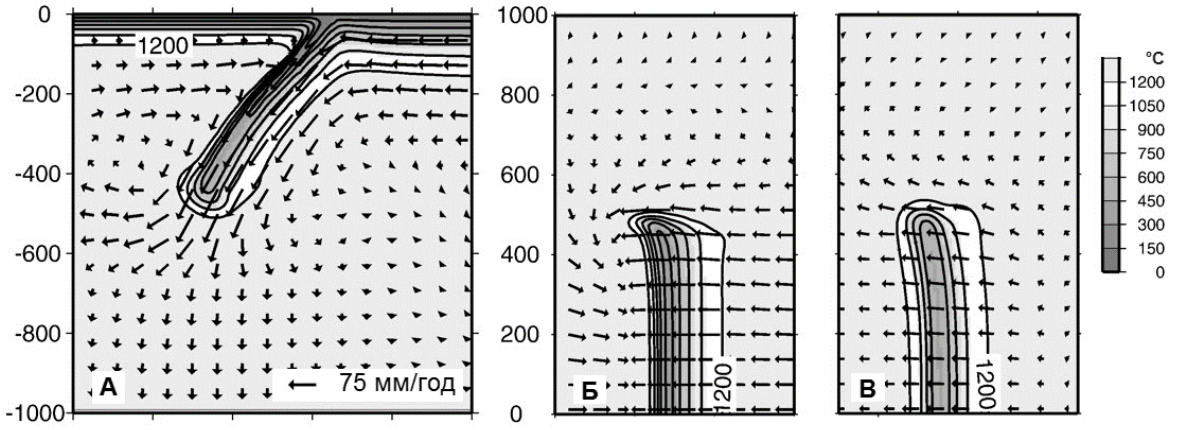


Рис. 46. Численная модель скорости мантийных токов у края субдуцирующей плиты [Honda, 2009]. А – вертикальный разрез, Б – горизонтальный разрез на глубине 200 км, В - горизонтальный разрез на глубине 400 км. Изолиниями показана температура. Длительность погружения слэба – 5 млн. лет

растяжения земной коры полуострова.

Детальные расчеты [Honda, 2009], аналогичные [Schellart et al., 2007], позволяют оценить масштабы вовлеченных в растяжение объемов литосферы и астеносферы. При модельной длительности субдукции 5 млн. лет растяжение должны испытывать верхние ~300 км на расстоянии 0-600 км от оси желоба (рис. 46). Сравнимую ширину имеет и полоса активных разломов Камчатки (см. рис. 41), что также является аргументом в пользу предложенного механизма растяжения.

Заключение

Проведенная работа позволила выявить параметры активных разломов вулканических областей Камчатки, закономерности их распределения, определить основные параметры активных разломов - направления и средние скорости движений по ним, что дало основания предположить возможные механизмы деформирования земной коры вулканических поясов Камчатки;

Анализ полученных данных позволяет сделать следующие выводы:

1. В активных вулканических областях Камчатки развиты как собственно тектонические активные разломы, представленные исключительно сбросами, так и трещины гидроразрыва, создаваемые продвигающейся к поверхности магмой. И те, и другие ориентированы вдоль островной дуги, согласно с простиранием зоны субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатку.

2. Активные сбросовые разломы в пределах вулканических поясов обнаруживают два типа распределения: в виде узкой непрерывной сегментированной системы телескопированных грабенов в осевой части пояса (ВВФ в пределах Центральной Камчатки), или широкой полосы обособленных разломов (вулканические пояса на юге Камчатки и в Срединном хребте).

3. Простирание нарушений обоих типов – сбросов и трещин гидроразрыва – свидетельствует о растяжении земной коры под вулканическими поясами Камчатки, поперечном их простиранию. Скорость раздвигания убывает вдоль Камчатки с севера на юг, с удалением от северного края погружающейся плиты. В восточном вулканическом фронте она составляет примерно 4 мм в год – примерно 22% от скорости общего раздвигания Центральной Камчатки (17,7 мм в год). На Южной Камчатке скорость раздвигания в вулканическом поясе на порядок меньше – 1.6 мм/год, все оно реализуется в вулканическом поясе.

4. Пространственное и временное совмещение активных вулканических процессов и разломной сбросовой тектоники в ВВФ в пределах Центральной

Камчатки обеспечивается региональным растяжением Центральной Камчатки и утонением под осевой частью вулканического пояса хрупкого слоя земной коры. Относительно небольшая мощность хрупкого слоя под вулканическим поясом определяет также особый тип движений по сбросам – с частыми, но малоамплитудными, подвижками, генерирующими землетрясения малых магнитуд.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 249 – 267.
2. Авдейко Г.П., Подпруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.
3. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука. 1993. 272 с.
4. Апрелков С.Е. Попруженко С.В., Богдан П.С, Касьянюк, Е. Е. Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: «ГЕОС». 2001. С. 34-43.
5. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука. 1981. 135 с.
6. Брайцева О. А. Базанова, Л. И., Мелекесцев, И. В., Сулержицкий, Л. Д. Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250-3700 14С лет назад) // Вулканология и сейсмология. 1998. №. 1. С. 3-24.
7. Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Селянгин О.Б., Сулержицкий Л.Д. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюлл. вулканол. станций. 1978. №. 54. С. 41-52.
8. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука. 1968. 228 с.

9. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Флеров Г.Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука. 1984. С. 177–222.
10. Брайцева О.А., Флоренский И.В., Пономарева В.В., Литасова С.Н. История активности вулкана Кихпиныч в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3-19.
11. Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr – возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 5. С. 645–649.
12. Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки // Сов. геология. 1963. № 6. С. 32–50.
13. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. Москва: Наука. 1972. 191 с.
14. Геология СССР. Т.31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра. 1964. 733 с.
15. ГИС "Голоценовый вулканизм Камчатки" (геопортал Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН), авторы: Пономарева В.В., Зеленин Е.А., Михайлюкова П.Г. URL: http://geoportal.kscnet.ru /volcanoes/geoservices/hvolc.php (дата обращения 17.04.2017).
16. Гладенков Ю.Б. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с.
17. Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. Плотностная модель тектоносферы переходной зоны Тихоокеанского типа в районе Камчатки // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2009. №. 4. С. 16-26.
18. Гордеев Е.И., Дрознин Д.В., Касахара М., Левина В.И., Леонов В.Л., Миямачи, Х., Чебров В.Н. Сейсмические явления, связанные с извержениями вулканов в Карымском вулканическом центре в 1996 г // Вулканология и сейсмология. 1998. №. 2. С. 28-48.

19. Гордеев Е.И., Муравьев Я.Д., Самойленко С.Б., Волынец А.О., Мельников Д.В., Двигало В.Н. Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты // Докл. РАН. 2013. Т. 452. №. 5. С. 562-566.

20. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сопка Мутновская). Объяснительная записка. М. 2000. 302 с.

21. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2006. 376 с.

22. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист O-57 – Палана. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013. 296 с.

23. Гусев А.А. Сильные землетрясения Камчатки: расположение очагов в инструментальный период // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 39-42.

24. Гусев А.А., Шумилина Л.С., Акатова К.Н. Об оценке сейсмической опасности для города Петропавловска-Камчатского на основе набора сценарных землетрясений // Вестник ОНЗ РАН: электрон. науч.-информ. журн, 2005. №. 1 (23). С. 1-22.

25. Дирксен О.В. Позднечетвертичный ареальный вулканизм Камчатки: структурная приуроченность, геолого-геоморфологический эффект, пространственно-временные закономерности проявления. Дисс. канд. геогр. наук. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2009. 172 с.

26. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра. 1977. 223 с.

27. Зеленин Е.А. Позднечетвертичные деформации Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 103-111.

28. Зеленин Е.А., Кожурин А.И. Активные разломы областей современного вулканизма Камчатки // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLVI Тектонического совещания. М.: «ГЕОС». 2017. Т. 1. С. 140-143.

29. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. с. 62–71.

30. Кожурин А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов). Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М. 2013. 46 с.

31. Кожурин А.И. Курило-Камчатская островодужная система: неотектоническая зональность, позднечетвертичная структура Центральной Камчатки, некоторые общие черты новейших структур Тихоокеанского подвижного пояса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М:. Наука. 1988. С. 67-115, 135-151

32. Кожурин А. И., Зеленин Е.А. Активные разломы Восточного вулканического фронта: параметры, возможные механизмы образования // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30 – 31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2017. С. 126-129.

33. Кожурин А.И., Пинегина Т.К., Пономарева В.В., Зеленин Е.А., Михайлюкова П.Г. Скорость коллизионных деформаций Камчатского полуострова (Камчатка) // Геотектоника. 2014. №. 2. С. 42-60.

34. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 10-27.

35. Константиновская Е. А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир. 2003. 223 с.
36. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15-34.
37. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // Докл. РАН. 2010. Т. 435. №. 1. С. 96-101.
38. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. 2003. С. 162–165.
39. Леглер В.А. Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги // Тектоника литосферных плит. М.: Наука. 1976. С. 103-147.
40. Леглер В.А., Парфенов Л.М. Системы разломов островных дуг // Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука. 1979. С. 134-155.
41. Леонов В.Л. Разрывные нарушения района Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканология и сейсмология. 1982. №. 4. С. 78-83.
42. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука. 2004. 189 с.
43. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
44. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений-голоценовые субкальдерные извержения Хангар,

Ходуткинский" маар", Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. №. 2. С. 3-24.

45. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Лупикина Е.Г., Егорова И.А., Кожемяка Н.Н., Лучицкий И.В. Камчатка. Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука. 1974. 437 с.
46. Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука. 1970. 103 с.
47. Михайлюкова П.Г., Тутубалина О.В., Мельников Д.В., Зеленин Е.А. Количественная оценка параметров Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН и динамики вулканогенного рельефа на основе данных дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. №. 4. С. 351-359.
48. Певзнер М.М. Пространственно-временные закономерности активизации вулканизма Срединного хребта Камчатки в голоцене по данным радиоуглеродного датирования. Дисс. д-ра геол.-мин. наук. Москва: Геол. ин-т РАН. 2011. 322 с.
49. Пийп Б.И. Вулкан Кизимен // Бюллетень вулканологической станции. 1946. № 13. С. 22-32.
50. Пономарева В.В. Вулкан Крашенинникова: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 28-44.
51. Пономарева В.В. Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тефры для датирования и корреляции форм рельефа и отложений. Автореф. дисс. д-ра геогр. наук. Москва. 2010. 53 с.
52. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. №. 1. С. 71-78.
53. Романова И.М., Зеленин, Е.А., Михайлюкова, П.Г., Пономарева, В.В. Геопортал Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и геосервис

«Голоценовый вулканизм Камчатки» // Геодезия и картография. 2015. №. 8. С. 17-23.

54. Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука. 1967. 219 с.

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

56. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им.Витуса Беринга. 2009. 191 с.

57. Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра, Южная Камчатка. // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 3-23.

58. Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. 2010. №. 5. С. 77-82.

59. Тихонов В.И. Надвиги на Восточной Камчатке // Геотектоника. 1968. №. 3. С. 88-101.

60. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.

61. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука. 1983. 224 с.

62. Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. №. 6. С. 79-98.

63. Филатова Н. И. Периокеанические вулканогенные пояса. Недра, М.: Наука. 1988. 264 с.

64. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. №. 1. С. 102-106.

65. Флоренский И.В., Трифонов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. №4. С. 78-87.

66. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. 138 с.

67. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое. М.: Наука. 1991. 104 с.

68. Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС. 2000. 208 с.

69. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1973. 243 с.

70. Abers G.A. Evidence for seismogenic normal faults at shallow dips in continental rifts // Geological Society. London, Special Publications. 2001. Vol. 187. № 1. P. 305-318.

71. Active tectonics. Washington, D.C.: Nat. Acad. Press, 1986. 266 p.

72. Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bulletin of Geological Society of America. 1975. Vol. 86. № 8. P. 1041–1057.

73. Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., Melnikov D. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 307. P. 22-37.

74. Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. Vol. 189. № 1. P. 57–80.

75. Braitseva O. A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bulletin of Volcanology. 1995. Vol. 57. № 6. P. 383-402.

76. Braitseva O.A. Ponomareva, V.V., Sulerzhitsky, L.D., Melekestsev, I.V., Bailey, J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary research. 1997. Vol. 47. № 2. P. 125-139.

77. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. Vol. 51. № 1. P. 337-360.

78. Bürgmann R., Kogan M.G., Levin V.E., Scholz C.H., King R.W., Steblov G.M. Rapid aseismic moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake // Geophysical Research Letters. 2001. Vol. 28. № 7. P. 1331-1334.

79. Burov E., Jaupart C., Guillou-Frottier L. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2003. Vol. 108. № B4. P. 1-20.

80. Calkins J. 40Ar/39Ar geochronology of Khapitsa plateau and Studyonaya river basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia // Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis, and eruption in volcanic arcs. IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky. August 21-27, 2004. Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS. 2004.

81. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Edwards B.R., Ponomareva V.V., Zelenin E.A. The Tolbachik volcanic massif: A review of the petrology, volcanology and eruption history prior to the 2012–2013 eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 3-21.

82. Davaille A., Lees J.M. Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner // Earth and Planetary Science Letters. 2004. Vol. 226. № 3. P. 293-304.

83. De Mets C. Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1992. Vol. 97. № B12. P. 17615-17625.

84. England P.C., Katz R.F. Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs // Nature. 2010. Vol. 467. № 7316. P. 700-703.

85. Feuillet N., Manighetti I., Tapponnier, P., Jacques, E.Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2002. Vol. 107. № B12.

86. Global CMT. URL: http://www.globalcmt.org/ (дата обращения 17.04.2017).

87. Gorbatov A., Kostoglodov V. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application // Tectonophysics. 1997. Vol. 277. № 1-3. P. 165-187.

88. Gorbatov A., Kostoglodov V., Suárez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1997. Vol. 102. № B8. P. 17883-17898.

89. Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophysical Journal International. 2000. Vol. 142. № 1. P. 27-36.

90. Gudmundsson A., Friese N., Galindo I., Philipp S.L. Dike-induced reverse faulting in a graben // Geology. 2008. Vol. 36. № 2. P. 123-126.

91. Handy M.R. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grainsize and time // Tectonophysics. 1989. Vol. 163. № 1-2. P. 119-152.

92. Hanks T.C., Bakun W.H. A bilinear source-scaling model for M - log A observations of continental earthquakes // Bulletin of the Seismological Society of America. 2002. Vol. 92, № 5. P. 1841–1846.

93. Honda S. Numerical simulations of mantle flow around slab edges // Earth and Planetary Science Letters, 2009. Vol. 277. № 1. P. 112-122.

94. Ivanov A.I., Koulakov I.Y., West M., Jakovlev A.V., Gordeev E.I., Senyukov S., Chebrov V.N. Magma source beneath the Bezymianny volcano and its interconnection with Klyuchevskoy inferred from local earthquake seismic tomography. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. Vol. 323. P. 62-71.

95. Jackson, J.A. Active normal faulting and crustal extension // Geological Society of London, Special Publications. 1987. Vol. 28. № 1. P.3–17.

96. Koulakov I. Abkadyrov I., Al Arifi N., Deev E., Droznina S., Gordeev E.I., Novgorodova, A. Three different types of plumbing systems beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny and Klyuchevskoy in Kamchatka // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2017. Vol. 122. P. 3852 - 3874.

97. Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R., Lagmay F.M., Melekestsev I.V., Ponomareva V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov A., Tengonciang A., Uy H. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: palaeoseismic, tectonic and hazard implications // Tectonophysics. 2006. Vol. 417 № 3. P. 285–304.

98. Kozhurin A.I., Zelenin E.A. An extending island arc: the case of Kamchatka // Tectonophysics. 2017. Vol. 706-707. P. 91-102.

99. Kuznetsov P.Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abkadyrov I., Deev E., Gordeev E.I., Al Arifi, N. Structure of Volatile Conduits beneath Gorely Volcano (Kamchatka) Revealed by Local Earthquake Tomography. Geosciences. 2017. Vol. 7. № 4. P. 111.

100. Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. 2007. P. 57-64.

101. Le Corvec N., Spörli K.B., Rowland J., Lindsay, J. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields // Earth-Science Reviews. 2013. Vol. 124. P. 96-114.

102. Leonard M. Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release // Bulletin of the Seismological Society of America. 2010. Vol. 100. № 5A. P. 1971-1988.

103. Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 5. P. 834-851.

104. Levin V.E. GPS monitoring of recent crustal movements in Kamchatka and the Commander Islands during 1997–2007 // Journal of Volcanology and Seismology. 2009. Vol. 3. № 3. P. 200-209.

105. Lowe D.J. Tephrochronology and its application: a review // Quaternary Geochronology, 2010. V.6. N 2. P. 107-153.

106. Lundgren P., Kiryukhin A., Milillo P., Samsonov S. Dike model for the 2012–2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 307. P. 79-88.

107. McCalpin J.P. Paleoseismology. Academic Press. 2009. 629 p.

108. Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Volynets O.N. Kizimen volcano, Kamchatka – A future Mount St. Helens? // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1995. Vol. 65. № 3-4. P. 205-226.

109. Mouslopoulou V., Nicol A., Walsh J.J., Beetham D., Stagpoole V. Quaternary temporal stability of a regional strike-slip and rift fault intersection. // Journal of Structural Geology. 2008. Vol. 30. № 4. P. 451-463.

110. Nakamura K., Jacob K.H., Davies J.N. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Aleutians and Alaska // Pure and applied geophysics. 1977. Vol. 115. № 1. P. 87-112.

111. Nicol A., Seebeck H., Wallace L. Quaternary Tectonics of New Zealand // Landscape and Quaternary Environmental Change in New Zealand. Atlantis Press, 2017. P. 1-34.

112. Nikonov A.A. Active faults: definition and identification problems // Research on active faults. Vol. 4. Beijing: Seismol. Press. 1995. P. 140–152.

113. Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // Nature. 2011. Vol. 475. № 7356. P. 373-376.

114. Pantosti D., Schwartz D.P., Valensise G. Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 6561–6577.

115. Park J., Levin V., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A. A dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka plate corner // Plate Boundary Zones. 2002. P. 295-324.

116. Peltier W.R., Fairbanks R.G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // Quaternary Science Reviews. 2006. Vol. 25. №. 23. P. 3322-3337.

117. Pieczonka T., Bolch T., Junfeng W., Shiyin, L. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery // Remote Sensing of Environment. 2013. Vol. 130. P. 233-244.

118. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A., Pendea I. F., Bourgeois J., Reimer P.J., Garbe-Schönberg D., Krasheninnikov S., Nürnberg, D. Early Holocene M~ 6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // International Journal of Earth Sciences. 2013. Vol. 102. № 6. P. 1673-1699.

119. Ponomareva V., Portnyagin M., Pendea I.F., Zelenin E., Bourgeois J., Pinegina,T., Kozhurin A. A full holocene tephrochronology for the Kamchatsky Peninsula region: Applications from Kamchatka to North America // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 168. P. 101-122.

120. Ponomareva V.V. Kyle P.R., Melekestsev I.V., Rinkleff, P.G., Dirksen, O.V., Sulerzhitsky, L.D., Zaretskaia N.E., Rourke R. The 7600 (14 C) year BP Kurile

Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. Vol. 136. №. 3. P. 199-222.

121. Ponomareva V.V., Melekestsev I.V., Dirksen O.V. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene–Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. Vol. 158. №. 1. P. 117-138.
122. Ponomareva, V.V., Churikova, T.G., Melekestsev, I.V., Braitseva, O.A., Pevzner, M.M., Ponomareva, V., Melekestsev, I., Braitseva, O., Churikova, T., Pevzner, M., Sulerzhitsky, L., Late Pleistocene-Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific Region // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. 2007. P. 165-198.
123. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. № 4. P. 1869–1887.
124. Rubin A.M. Propagation of magma-filled cracks // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1995. Vol. 23. № 1. P. 287-336.
125. Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R., Moresi L., May D. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width // Nature 2007. Vol. 446. № 7133. P. 308-311.
126. Surazakov A., Aizen V. Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery // Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. 2010. Vol. 76. № 5. P. 603-608.
127. Tatsumi Y., Furukawa Y., Kogiso T., Yamanaka Y., Yokoyama T., Fedotov S.A. A third volcanic chain in Kamchatka: thermal anomaly at

transform/convergence plate boundary // Geophysical Research Letters. 1994. Vol. 21. № 7. P. 537-540.

128. Tibaldi A. Morphology of pyroclastic cones and tectonics // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1995. Vol. 100. №. B12. P. 24521-24535.

129. Tibaldi A., Bonali F. L. Intra-arc and back-arc volcano-tectonics: Magma pathways at Holocene Alaska-Aleutian volcanoes // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 167. P. 1-26.

130. USGS EarthExplorer. URL: https://earthexplorer.usgs.gov/ (дата обращения 17.04.2017).

131. Villamor P., Berryman K. R. Late Quaternary geometry and kinematics of faults at the southern termination of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand //New Zealand journal of geology and geophysics. 2006. Vol. 49. № 1. P. 1-21.

132. Villamor P., Berryman K., Webb T., Stirling M., McGinty P., Downes G., Harris J., Litchfield N. Waikato seismic loads - Task 2.1. Revision of seismic source characterisation. GNS client report 2001/59. 2001.

133. Walker G. P. L. Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions // Australian Journal of Earth Sciences. 1989. Vol. 36. № 2. P. 149-165.

134. Watanabe M. Complementary distributions of active faults and Quaternary volcanoes, and tectonic movements, along the volcanic front of Northeast Japan // Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo. 1989. Vol. 21. P. 37-74.

135. Zaretskaya N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Radiocarbon dating of large Holocene volcanic events within South Kamchatka (Russian Far East) // Radiocarbon, 2007. Vol. 49. №. 2. P. 1065-1078.

136. Zelenin E.A., Kozhurin A.I., Pinegina T.K., Mikhaylyukova P.G. An opening magmatic fissure: structural pattern of its termination // Geophysical Research Abstracts. 2014. Vol. 16. EGU2014-9776.

137. Zelenin E.A., Ponomareva V.V., Mikhaylyukova P.G., The geospatial database of Kamchatka Holocene volcanism: structure and implementation using

PostgreSQL/PostGIS. Modern Information Technologies in Earth Sciences: Proceedings of the International Conference, Petropavlovsk-Kamchatsky, September 8-13, 2014. Vladivostok: Dalnauka, 2014. P. 158.