

**Э. И. Эрлих**

## **ЭВОЛЮЦИЯ СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ И БЛИЗКИХ К НИМ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ**

Приведенный материал дает возможность заново рассмотреть общие вопросы тектоники и магматизма островных дуг. Среди них проблемы структуры и строения фундамента, на котором развиваются островные дуги, особенности динамики геологического развития на стадии, непосредственно предшествовавшей формированию островных дуг, типы глубинных разломов, основные признаки различных типов геотектонических систем, сходных с островными дугами, типы вулканотектонических депрессий.

### **На каком фундаменте развивались островные дуги**

Важнейшая группа данных связана с «предостроводужной» стадией развития островных дуг и геотектонических систем типа Камчатки. При этом различаются два вопроса: о кристаллическом фундаменте, на котором развиваются островные дуги – его природе и возрасте и характере развития структуры территории островных дуг на стадии, непосредственно предшествовавшей формированию островных дуг, (как правило, в меловое и палеогеновое время). Меловые и палеоценовые отложения этой стадии обнажены в пределах геоантиклиналей внешних дуг (типа Малой Курильской гряды) или геоантиклинальных блоках систем типа Камчатки (полуострова восточного побережья, Восточный хребет, поднятые блоки на севере Срединного хребта, осевая часть Тигильской антиклинали),

Геологическая природа и возраст метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки и сходных с ними формаций других районов являлась предметом оживленных дискуссий. С одной стороны, доказывался древний (палеозойский или докембрийский) их возраст и принадлежность к кристаллическому фундаменту частей предполагаемых древних кратонных блоков (Охотия, Сино-корейский блок); с другой стороны, молодые радиометрические (калий-аргоновые) датировки метаморфических пород приводили к гипотезе о молодом возрасте пород (Лебедев, 1967, и др.). Этому вопросу посвящена обширная литература. Основные работы перечислены приводятся в нашем списке. Последняя по времени публикация (Лучицкая, Соловьев, Хоуриган, 2008) приводят датировки, выполненные уран-свинцовым методом по цирконам (U-Pb SHRIMP), среди которых различаются две группы: кампанские 80-78 Ма и эоценовые 52±2 Ма датировки. Датировки первой группы отражают гранитообразование и частичное плавление вещества аккреционной призмы Ачайваям-Валагинской дуги. Эоценовые граниты предположительно связаны с коллизией дуги и континентальной плиты.

Глубоко-метаморфизованные породы обнажаются на Камчатке в двух районах: в пределах срединнокамчатского выступа и в Ганальском хребте, а также выступах фундамента в Северо-восточной Камчатке (Хавывенская возвышенность, полуострова Озерной и Камчатского мыса). В срединнокамчатском и Ганальских выступах в основании залегают глубокометаморфизованные комплексы гранулитовой и амфиболитовой фации. Они образуют самостоятельный структурный ярус, уверенно относимый к докембрию. Циркон из гнейсов колпаковской свиты в районе водораздела Срединного хребта имеет возраст 1300 млн. лет (Кузьмин, Чухонин, 1983). Докембрийский возраст колпаковской свиты наиболее вероятен, поскольку кианит-силлиманитовые метаморфические породы Тихоокеанского пояса отмечаются только в докембрии. Таков же возраст метаморфических комплексов Японии (массивы Хида, Абакуми и Китаками, Minato et al., eds., 1965). В Новой Зеландии на Южном острове они отмечены в районах Констант и Фьордленд. На Ганальском выступе Pb-Pb датировки цирконов из кислых вулканитов дают значения 2.6-2.65 млрд. лет (Львов и др., 1985). Характер верхнего структурного яруса (малкинская серия) позволяет рассматривать его как чехол срединного массива .

Этот выступ подвергся метаморфизму, связанному с верхнемеловой фазой активизации (Шульдинер, Ханчук, Высоцкий, 1987).

Выступы фундамента районов северо-восточной Камчатки, как и в Ганальском хребте, представляют собой складчатые сооружения, но признаки сиалического основания здесь отсутствуют полностью. В Срединном и Ганальском хребтах выходы гнейсогранитного фундамента отличаются широким развитием позднемеловых и кайнозойских кислых магматических пород – гранитоидов, дацитов, риолитов, а также, что особенно важно, ксенолитов кислых магматических пород гнейсов и гранитоидов. Наоборот, в районах с достаточно обширными районами распространения выходов сланцебазитового фундамента продукты кислого вулканизма не встречаются, или встречаются редко и в незначительных объемах.

Глубинное сейсмическое зондирование показывает, что на Камчатке выделяются три типа петрофизических комплексов, из которых только два выходят на поверхность (Аносов и др., 1978). Первый представлен породами, в которых пластовые скорости сейсмических волн составляют 5.9-6.4 км/сек. Этот диапазон скоростей характерен для гранитоидов, гнейсов и кислых метаморфических пород различных фаций. Эти скорости зафиксированы в слое мощностью примерно 20 км под Срединным и Ганальским хребтами, т. е. как раз где перечисленные породы обнажаются на поверхности. Этот слой отождествляется с гранито-гнейсовым комплексом. Второй петрофизический тип представлен породами с пластовыми скоростями 6.6-6.7 км/сек, слагающими верхнюю часть консолидированной коры в районе Восточной Камчатки. Скорости определяют данный слой, как состоящий из метаморфизованных базальтов, граувакк и габброидов с возможной примесью гипербазитов. Именно эти породы и составляют сланцебазитовый комплекс северо-восточной Камчатки. Судя по сейсмическим разрезам, этот слой протягивается и в районы центральной Камчатки, где он, сильно утончаясь, подстилает гнейсо-гранитный слой. Третий петрофизический комплекс сложен породами с сейсмическими скоростями 7.1-7.2 км/сек. Судя по ксенолитам в выбросах вулканов, такими породами могут быть основные гранулиты и пироксеновые и оливиновые габброиды.

Породы представлены исключительно базальтовым и гипербазитовым комплексами. Сюда входят зеленые сланцы, амфиболиты, габброиды и гипербазиты. Зеленосланцевые породы Хавывенской возвышенности сопоставляются с комплексом Понтонейских гор, петрохимические особенности которых свидетельствуют о его океаническом происхождении. Океанический характер имеют также и амфиболиты, габброиды и гипербазиты полуострова Камчатского мыса. По-видимому, они представляют собой породы океанического дна, и залегающие на них вулканиты соответствуют самой ранней стадии эпокеанической геосинклинали (Шульдинер, Ханчук, Высоцкий, 1987).

### **Тектонический режим этапа, предшествующего формированию островных дуг**

Меловой этап развития Камчатки долгое время был в центре геологических исследований и дискуссий. Изучение ультраосновных массивов полуостровов Восточного побережья и Восточного хребта и связанных с ними вулканитов определенно указывало на их принадлежность к офиолитовой формации (Зинкевич и др., 1993, 1995, Брагин и др., 1986) и, соответственно, поднимало вопрос о их связи с формированием базальтового слоя коры (Марков, 1975). При этом литология осадочных пород указывала на то, что кластическая их компонента связана с размывом аркозовых комплексов, развивавшихся на континентальной коре (Хотин, Шапиро, 2006).

Соотношение меловых офиолитов, предположительно связанных со срединно-океаническими хребтами и ассоциирующихся с кайнозойскими известково-щелочными вулканитами, ассоциирующихся с островными дугами, насколько я знаю, не обсуждались. Они просто рассматривались как составные части двух разных и взаимодополняющих

геодинамических систем, в совокупности приводящих в действие механизм тектоники плит.

При том, что образование меловых отложений уверенно связывалось с океанической корой, тектоническая природа структур, в пределах которых они развивались, оставалась абсолютно неясной. На этом фоне и появляется идея Г. П. Авдейко (Avdeiko, 1971), связывавшего развитие комплекса меловых отложений с цепью базальтовых вулканов, предположительно располагавшихся на фронте глубоководного желоба. Зона эта позднее была перекрыта в ходе субдукции комплексов собственно островных дуг.

Работа Авдейко основана на миграции возрастов вулканических формаций Камчатки (и кремнисто-вулканогенной формации, с которой связаны офиолиты, и известково-щелочных серий вулканических пород) с запада на восток, их последовательном омоложении от континента к океану. Так, возраст известково-щелочных формаций вулканических пород меняется от эоценового на западе Камчатки к олигоцен-четвертичному в Срединном хребте и плиоцен-четвертичному в пределах восточного вулканического пояса. Предполагается, что изменение возрастов отражает миграцию всей зональной системы структур, свойственной нормальным островным дугам. Миграция эта, как представляется Г. П. Авдейко, отражает процесс субдукции океанической плиты под плиту континентальную. Тем самым эта работа стала первой, введшей теорию динамики плит в обиход тектонических моделей развития структуры Камчатки. Здесь не обошлось без ряда сложностей и неувязок. Миграция проходит дискретно, скачками, что оставляет без ответа причину перерывов в субдукции, и в любом случае она должна привести к интенсивным дислокациям всей системы структур полуострова. Среди процветающих сегодня различных вариантов теории тектоники плит применительно к Камчатке, предложенная Г. П. Авдейко модель отличается тем, что направление миграции связывается с существующей сегодня геотектонической системой Курило-Камчатской дуги, без привлечения гипотетических дуг, располагающихся на расстоянии сотен километров от сегодняшних структур.

С применением этой модели возникают, однако, и другие трудности. Миграция проходит дискретно, скачками. Кроме того, насколько я знаю, нет ни одного случая, когда на обращенном к океану фронте желобов располагались бы действующие вулканы, сложенные породами офиолитового комплекса. Далее, кремнисто-вулканогенные толщи мелового возраста на Камчатке выходят по всей ширине геотектонической системы от полуостровов восточного побережья на востоке до ядер антиклинальных складок Тигильского антиклинория на западе. Таким образом, общая ширина зоны мелового базальтового вулканизма никак не сопоставима с шириной предполагаемой зоны активных вулканов перед фронтом желобов.

В противоположность этому мной была предложена гипотеза о том, что два типа тектонического развития и, соответственно, два типа вулканизма исторически сменяют друг друга в ходе развития геотектонических систем.

Наличие кремнисто-вулканогенных толщ мелового возраста и переход Новой Зеландии по простиранию в хребет МакКуори, являющийся ответвлением срединно-океанического хребта, привело меня к гипотезе о том, что стадия срединно-океанических хребтов предшествует стадии островных дуг (Эрлих, 1973). Гипотеза встретила многочисленные возражения авторов, ссылавшихся на островодужный характер вулканизма Новой Зеландии и наличие зародышевых форм желобов вдоль хребта МакКуори. Противоречия были разрешены в ходе детальных работ, проведенных на острове МакКуори в конце 1990х - начале 2000х годов австралийскими и новозеландскими исследователями. Было достаточно убедительно показано, что стадия срединно-океанического хребта с характерным спредингом исторически сменяется вулканизмом

островодужного типа, развитием глубоководных желобов с соответствующим изменением характера геодинамической обстановки.

Изменения в возрасте и характере развития вулканизма различных зон связываются с движениями в пределах палеоостровных дуг. При этом обсуждаются две специфических черты пространственного расположения вулканических поясов Камчатско-Коряжской области:

1. Взамен характерной для островных дуг единой вулканической зоны на Камчатке, как известно, располагаются кулисообразно-смещенные три вулканических пояса: Восточно-Камчатский пояс, включающий вулканические зоны Южной и Восточной Камчатки, пояс Центральной Камчатской депрессии и пояс Срединного хребта. Образование этой системы относится к плиоцен-четвертичному времени и связывается с движениями в пределах гипотетической Кронцкой островной дуги (Eichelberger et al., eds., 2007). До этого они составляли часть единой Центрально-Камчатской вулканической зоны (Власов, 1964).
2. Зона известково-щелочного вулканизма, идущая вдоль Срединного хребта, в пределах которой развиты неоген-нижнесреднечетвертичные известково-щелочные вулканы, продолжается на север в пределы Коряжского нагорья. Она рассматривается как элемент «Валагинско-Ачайваямской островной дуги» (Шапиро и др., 1997). По палеомагнитным данным предполагалось, что она находилась на широте  $30^{\circ}$ . Таким образом, предполагалось новое тысячекилометровое перемещение океанических плит.

К сожалению, анализ соотношений меловых офиолитов и кайнозойских островных дуг был отложен в сторону в пользу более удобной гипотезы тектоники плит, и геодинамика и вулканизм срединно-океанических хребтов и островных дуг рассматривались отдельно в рамках теории плит.

Основой рассмотрения являлась гипотеза о том, что зоны известково-щелочного вулканизма отражают положение палеосейсмофокальных зон и образуют таким образом, часть островных дуг соответствующего времени. Это допущение давало возможность приложить к палеотектоническим представлениям готовый механизм развития островных дуг. Тут надо постоянно иметь в виду, что это положение не более, чем гипотеза - пусть вероятной, но гипотеза, а не доказанный факт.

Одна из последних по времени работ, по этому предмету, - монография, посвященная стратиграфии меловых отложений центральной Камчатки (Шанцер, Челебаева, 2005). Автор ее геологической части А. Е. Шанцер целиком опирался на геологические данные, противопоставляя их достоверность надежности палеомагнитного метода, которому демонстративно отдается должное (как будто он нуждается в этом). Обозревая последние работы, основанные на палеомагнитных данных, А. Е. Шанцер скептически замечает: «Гипотеза усложнялась по мере поступления нового палеомагнитного фактического материала (Печерский, Шапиро, 1996, Шапиро и др. 1997, Левашова, 1999), с допущением дополнительных океанских плит, разнонаправленного их движения и вращения, субдукции одной океанической плиты под другую на восток, перескок зон субдукции с одной плиты на другую и пр. По сути дела, модель превратилась в различного рода геометрические построения и, честно говоря, представляется как некая виртуальная реальность» (Шанцер, Челебаева, 2005). Надо отдать должное Леше Шанцеру. Он полно суммировал все недоумения и сомнения, связанные с предполагаемой огромной горизонтальной миграцией срединно-океанических хребтов. Действительно, трудно представить «поглощение» в ходе субдукции огромных вулканов высотой в несколько километров. Выход из этого противоречия, однако, прост: не надо обязательно увязывать природу глубинных разломов, их особенности, с активностью в их корнях и их геоморфологическое выражение в форме срединно-океанических хребтов. Помимо всего прочего, для геологов нашего поколения, окончивших институты в начале 50-х годов, сама

идея горизонтальных перемещений, связанных с субдукцией, была так же нова, как для Роальда Амундсена и его современников - горизонтальная миграция магнитных полюсов Земли в проекции с криволинейной поверхности геоида. В 1904 году Амундсен обнаружил, что магнитный полюс Земли сместился на 50 км по сравнению с его положением, ранее установленным Ч. Россом. Скорость смещения достигала 10 км/год.

Корреляция отложений поздне меловых Валагинского и Срединного хребтов показала их синхронность. Подчеркивается : литология толщ указывает, что осадки формировались в мелководных условиях. Авторы отмечают постоянную связь осадков с рифтингом, что противоречит допущению о их связи с предполагаемыми островодужными системами их постоянную связь с осадков с рифтингом, что, по их мнению, противоречит связи с предполагаемыми островодужными системами.

Геодинамическая обстановка накопления этих комплексов показывает, что они образовывались в условиях общего растяжения (Шанцер, Челебаева, 2005). В связи с этим, авторы подчеркивают их постоянную связь с рифтингом, но тщательно избегают термина спрединг, несущего четкую генетическую окраску, подразумевающую связь со срединно-океаническими хребтами. А. Е. Шанцер в значительной степени основывает свои выводы о природе структур, в пределах которых шла верхнемеловая седиментация на формационной принадлежности базальтов. Стараясь выдержать объективный характер изложения, он ни разу не употребляет в отношении базальтов имеющий генетический смысл термин офиолиты. Во всех случаях он говорит о субщелочной природе базальтов. Химические анализы пород при этом не приводятся. Интрузии ультрабазитов рассматриваются в отрыве от базальтовых толщ. Между тем базальты меловых толщ Валагинского хребта прямо характеризуются как океанические толеиты, тесно ассоциированные с ультраосновными интрузиями в рамках офиолитового комплекса (Цуканов, Сколотов, 2005). Формация же субщелочных базальтов развита на склонах стабильного массива Срединного хребта (Колосков и др., 1999, Флеров и др., 1968).

Формации Валагинского хребта рассматривались, как принадлежащие к гипотетической Озерновско-Валагинской островной дуге (Зинкевич и др., 1993). В тылу дуги выделялось окраинное море, в котором, как предполагалось, отлагались толщи ирунейской и хозгонской свит. С внешней стороны располагался преддуговой прогиб, в котором формировалась аккреционная призма ветловской свиты. Предполагалось, что дуга развивалась на океанической коре, поскольку на севере Валагинского хребта и северном окончании хребта Кумроч (Кратонский массив) были закартированы серпентинитовые меланжи, которые трактовались как реликты второго слоя коры. Глыбы из серпентинитов Кратонского массива датированы апт-альбским возрастом (Брагин и др., 1986).

В 1996 году вышла статья, впервые включившая в обсуждение данные палеомагнитных исследований (Печерский, Шапиро, 1996). Продолжая традицию работ, основанных на геологических данных, она связывала формирование меловых офиолитовых комплексов с островными дугами, генерировавшими движения, создавшие специфику геодинамической системы Камчатки. По авторам это Валагинско-Ачайваямская и Кроноцкая островные дуги.

Оба названия нельзя признать удачными, поскольку они объединяют разные по природе элементы. Валагинский хребет составляет часть геоантиклинали Восточного хребта, где какой-либо четвертичный вулканизм отсутствует. Название поселка Ачайваям в Корякском нагорье просто фиксирует крайнюю северную точку неоген-четвертичного пояса Восточной Камчатки. А название Кроноцкого полуострова просто используется, поскольку он является ближайшей к исходному положению гипотетической дуги на полуострове Камчатка местом. Тем не менее, мы сохраняем эти названия, как уже вошедшие в литературу. На основе глобальной кинематики плит предполагается, что начиная с середины мела суммарная ширина поглощенных здесь океанических плит достигала 3500-4000 км. Для объяснения этих особенностей строения нет необходимости

прибегать к признанию прямых горизонтальных перемещений и субдукции (Зоненшайн и др., 1984).

М. Шапиро (1987) показал, что если приведенные в цитированной выше статье Зоненшайна и соавторов (1984) цифры горизонтальных смещений верны, то вызванная ими субдукция должна была бы определить все основные черты магматизма и тектоники Камчатки.

Однако ни одна из структур Камчатки, как пишет автор, в свете приведенных им данных о меловых геосинклиналях Камчатки не может рассматриваться как зона значительного (сотни километров и более) поглощения литосферы. Если глобальная кинематика плит рассчитана верно, то основной объем океанической литосферы поглощен восточнее Камчатки, т.е. в современной сейсмофокальной зоне. Столь значительная субдукция должна была бы привести к созданию над ней в тылу глубоководного желоба очень крупной аккреционной призмы, сложенной преимущественно океаническими комплексами, «содранными» с поддвигаемой плиты и образующими серию направленных к океану чешуйчатых надвигов. Ничего подобного на Восточной Камчатке не наблюдается. В структуре этого района ведущая роль принадлежит позднемеловым и раннепалеогеновым вулканическим сериям с островодужным составом пород, что в корне противоречит модели формирования аккреционных призм во фронте вулканических дуг. Кроме того, Восточно-Камчатский пояс чешуйчатых надвигов с востока ограничен не желобом, а зоной поднятий полуостровов восточного побережья, где послемеловые деформации либо очень слабы (полуостров Кроноцкий), либо имеют совершенно другую морфологию.

Для рассмотрения возможности применения теории плит для объяснения различных сторон тектоники и вулканизма Камчатки особенно интересна оценка совместимости геологических данных с теорией плит, даваемая М. Шапиро (1987), поскольку он был автором или соавтором серии статей, посвященных интерпретации палеомагнитных данных с точки зрения теории плит, и одновременно хорошо знал проблемы стратиграфии меловых отложений Камчатки.

Объяснить кайнозойский вулканизм Северной Камчатки с позиций тектоники плит можно, лишь предположив существование самостоятельного центра спрединга в Командорской котловине Берингова моря и длительной субдукции под Северную Камчатку, вызванную этим спредингом. Но в Командорской котловине отсутствует какая-либо система линейных магнитных аномалий, подтверждающая наличие спрединга. Расположение и механизмы очагов землетрясений, а также отсутствие проявлений четвертичного вулканизма к северу от Командорских и Ближних островов Алеут привели к гипотезе о том, что граница Алеутской дуги, возможно, является трансформным разломом, а все современное поглощение погружающейся плиты осуществляется в Курило-Камчатском желобе. Но глубина моря и величина отрицательной аномалии силы тяжести одинаковы и для запада Алеутской, и для северного окончания Курило-Камчатской дуги, что совершенно необъяснимо, если кинематика движений в этих структурах различна. И, наконец, в 80-х годах к северу от острова Беринга были обнаружены проявления подводного вулканизма (Селиверстов и др., 1986), что уничтожило последний возможный довод в пользу различной природы окончания обоих дуг.

Командорская котловина представляет собой плоскую равнину крутые борта которой срезают доплиоценовые структуры Камчатки и Командорских островов. Поверхность ее фундамента неровная, особенно в северо-западной части впадины вблизи хребта Ширшова, где она образует вытянутый не компенсированно заполненный осадками прогиб, вытянутый параллельно склону Камчатки. Кора тонкая (8-11 км), океанического типа. Параллельно восточной и северо-западной границе впадины располагаются слабые и нерегулярные магнитные аномалии. Высокий тепловой поток достигает значений  $200 \text{ мВт/м}^2$ .? Седиментологические исследования показывают, что большая часть пород

осадочного чехла возвышенности Обручева поступала из района Берингова моря в районе пролива между Камчаткой и Алеутской дугой (Scholl et al., 1977). Кроме того, они показывают незначительные размеры относительных перемещений Тихоокеанской плиты и Алеутской дуги в кайнозой (Craeger et al., 1973). Приведя все эти данные, автор фактически покончил с Валагинско-Ачайваямской дугой и в более поздней работе рассматривает лишь возможное воздействие на структуру Камчатки предполагаемой Кроноцкой палеодуги (Lander, Shapigo, 2007).

Приведенные детальные возражения сводят на нет саму идею Валагинско-Ачайваямской дуги. Недаром в уже цитированной выше позднейшей работе само упоминание о ней исчезает полностью. К сожалению, приведенные геологические данные, обсуждающие соотношение структуры Камчатки с теорией динамики плит, не нашли отражения в новейшей сводке, посвященной приложимости теории плит к геологии Камчатки (Eichelberger et al., eds., 2007). В этой работе все сводится к миграции предполагаемой Кроноцкой дуги. Идея миграции этой дуги привлекается для объяснения резкого поворота на северо-запад Восточно-Камчатской вулканической зоны расположенной к северу от Кроноцкого полуострова, и образования двух параллельных зон четвертичного вулканизма (Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта). Все эти явления связаны с существованием огромной долгоживущей зоны разломов северо-западного простирания, идущего в виде серии кулис от северного окончания Кроноцкого полуострова через всю Камчатку.

По сути, перед нами зона долгоживущего поперечного разлома северо-западного простирания, секущего весь полуостров. В западной своей части он был выделен В. К. Ротманом (1982), как диагональный шов, обрывающий срединный массив южной части Срединного хребта и образующий южную границу четвертичной вулканической зоны Срединного хребта. Восточная кулиса этого разлома контролирует неогеновую вулканическую зону хребта Тумрок, представляющего собой грабен, заполненный третичными вулканогенно-осадочными толщами. В современной сейсмичности разлом этот отчетливо выражен в развороте на северо-запад простирания блока повышенной плотности очагов землетрясений на (Эрлих, 1973, рис. 11).

Сочленение Курило-Камчатской и Алеутской дуг, по всеобщему признанию, связано с разломом северо-западного простирания, продолжающего простирание оси Алеутской дуги на Камчатку. Именно с этим разломом связывается северное замыкание зоны четвертичного вулканизма Камчатки; он контролирует положение самого северного активного вулкана Центральной Камчатской депрессии - Шивелуча (Заварицкий, 1955). На рис. 11 показана плотность очагов землетрясений в области сочленения обеих островных дуг. Блоки с разной плотностью землетрясений разделяются разломами типа взбросо-сдвигов. Разломы эти прямо трассируются не к Шивелучу, а несколько южнее его, проходя через так называемую Харчинскую группу вулканов. Этот факт представляется крайне интересным. Два небольших потухших вулкана Харчинской группы (Харчинский и Заречный) расположены между двумя самыми крупными вулканами полуострова – Ключевской сопкой и Шивелучем. Они сложены базальтами толеитового типа (Эрлих, 1966). К сожалению, особенности сейсмичности этого района мало исследованы, поскольку сейсмичность по стандартной методике рассматривается в проекции на плоскость, перпендикулярную простиранию сейсмофокальной зоны. Не исключено, что если спроектировать фокусы землетрясений на плоскость, параллельную простиранию сейсмофокальной зоны, то обнаружится, что району Харчинской группы вулканов отвечают исключительно очаги мелкофокусных землетрясений, и к северу и югу (то-есть под Ключевской и Шивелучем) появляются гипоцентры с промежуточной глубиной.

Все сказанное отнюдь не направлено на огульное отрицание теории динамики плит как таковой. Есть теория, и пусть себе. Однако странно выглядит полное отсутствие историко-геологического анализа. Приведенный пример такого рода анализа для

Командорской котловины, как мы видели, привел к исчезновению Валагинско-Ачайваямской дуги. Далее, есть два разных подхода к направлению миграции и субдукции – оба, кстати сказать, в рамках той же теории плит. Одна, развитая Г. П. Авдейко, предусматривает последовательное смещение фронта системы параллельно ее простирацию – от Охотоморского массива к океану; вторая говорит о миграции двух гипотетических систем островных дуг (Валагинско-Ачайваямской и Кроноцкой). От первой из этих гипотетических дуг, как сказано выше, уже сами авторы отказались. И нет ни слова, почему правилен выбранный авторами подход.

Самое главное: полностью без обсуждения отбрасываются все основанные на стратиграфии историко-геологические данные. Надо ли говорить, что такой подход вряд ли можно признать корректным. Кроме того, можно только пожалеть, что авторы не рассмотрели важнейшие физические основы положений теории динамики плит.

В противовес гипотезе о коллизии островных дуг и континентальной плиты была выдвинута гипотеза рифтинга, определявшего структурное развитие полуострова в предкампан-палеоценовое время, основанная на изучении и корреляции разрезов позднемеловых отложений центральной Камчатки (Шанцер, Челебаева, 2005).

### **Типы геотектонических систем, сходные с островными дугами**

Для определения характерных черт различных геотектонических систем близких к островным дугам прежде всего следует рассмотреть как трансформируются основные структурные элементы «нормальных островных дуг». в дополнение к этому хотелось определить какие параметры тектонического режима характеризуют те или иные выделяемые типы.

При этом я старался избегать неопределенных характеристик тектонического режима и взамен оперировать серией формальных количественных показателей, поддающихся непосредственному измерению. Исходя из этого принципа мы считаем возможным временно называть эти тектонические системы по их прототипу (к примеру, «геотектонические системы типа Камчатки», или «геотектонические системы типа Тайваня»). Обоснование выделения этих типов геотектонических систем возможно наиболее полно приведено в рассматриваемой монографии. Ниже мы ограничиваемся лишь обзором трансформации структурных элементов островных дуг в пределах геотектонических систем типа Камчатки.

Среди формальных признаков возможно наиболее чувствительным является высота водоразделов зон эрозионно-тектонического рельефа. Ее можно считать, пропорциональной амплитуде тектонического поднятия. Таковы же ширина морфоструктур, по всей видимости, отражающая степень консолидации структур, диаметр кальдер и вулканотектонических депрессий, отражающий величину промежуточных магматических очагов, характер распределения вулканических пород по  $\text{SiO}_2$ , в частности, развитие кислых вулканических пород (дацитов и риолитов), отражающих размах гранитообразования и процессов трансформации или образования гранитного слоя коры. Переход от нормальных островных дуг к сходным с ними геотектоническим системам происходит резким скачком, так что даже термин переход представляется неуместным. При этом одновременно меняются все избранные характеристики сравнения.

Наиболее чувствительной характеристикой всех этих систем является высота эрозионно-тектонического рельефа в пределах геоантиклинальных систем которая отражает амплитуду поднятия, или пропорциональна ей. В пределах нормальных островных дуг она близка к уровню моря или в максимуме составляет первые сотни метров. В пределах геотектонических систем типа Камчатки она близка к 1000-1200 метров, в максимуме достигая 1500 метров (Эрлих, 1973, рис.34). Параллельно изменяется ширина морфоструктур, отражающая степень консолидации структур в пределах геотектонической системы (Эрлих, 1973, рис. 35).



Это положение хорошо иллюстрируется преобразованием структурного плана геотектонических систем при достижении абсолютной высотой эрозионно-тектонического рельефа своеобразных предельных значений порядка 2000 метров. Как видно на рис. 34, в геотектонических системах типа Тайваня высоты водоразделов превышают 1200 метров и в пределе достигают 3600-4800 метров. При этом параллельно с увеличением поднятия полностью исчезает характерная структурная зональность систем нормальных островных дуг, отмирают «геодинамические явления» связанные с глубинной тектоникой – исчезает сейсмофокальная зона и зона известково-щелочного вулканизма. Сейсмичность характеризуется наличием мелкофокусных землетрясений, а отдельные вулканы (например на Тайване или Южном острове Новой Зеландии) локализуются в прямой связи с трещинной тектоникой. Этот тип геотектонических систем условно выделяется под названием «системы типа Тайваня». В пределах геотектонических систем типа Камчатки в блоках, где высота водоразделов эрозионно-тектонического рельефа достигает 2000 метров проявления вулканизма носят наложенный характер и как правило исчезают полностью. Примером может служить центральная срединного массива в южной части Срединного хребта Камчатки.

Одновременно с изменением высот водоразделов эрозионно-тектонического рельефа радикально трансформируются буквально все элементы образующие зональность нормальных островных дуг. Трансформация геотектонических систем идущая параллельно с изменением высоты поднятия эрозионно-тектонического рельефа хорошо видна на примере Камчатки. Находящийся на фронте тектонической системы Курило-Камчатский глубоководный желоб становится более мелководным – максимальная глубина его у берегов Камчатки не превышает шесть тысяч метров, что на 1-2 тысячи метров, меньше, чем глубина желоба, идущего вдоль Курильской дуги. Ширина его составляет 50 км - в 1.5 раза шире желоба у Курил. Тем не менее желоб сохраняет форму телескопического грабена обычную для желобов, ассоциирующих с нормальными островными дугами. Аналогичную трансформацию испытывает желоб Кермадек переходящий у берегов Северного Острова Новой Зеландии в так называемую депрессию Хикуранги. Это уже не телескопический грабен, а плоская линейная депрессия океанического дна, ширина которой колеблется от 80 км на севере до 200 км на юге. Глубина ее меняется от 3660 метров до 1500 метров. Дно широкое, плоское с небольшим углублением в центральной части. Внешний, восточный склон полого поднимается переходя в океаническое дно. Общие особенности идущего вдоль Северного Острова желоба те же, что и у желобов идущих вдоль берегов Камчатки, Суматры, Новой Гвинеи и островов Юго-Западной Японии. Новобританский желоб прямо переходит по простиранию в выполненный третичными осадками Северный прогиб Новой Гвинеи, впадина Канто в центральной части Хонсю представляет собой заполненное третичными осадками ответвление Изу-Бонинского желоба.

Вывод о высоте эрозионно-тектонического рельефа как наиболее чувствительном индикаторе тектонического режима приобретает особый интерес в связи с подводно-океаническими тектоническими системами особенно срединно-океаническими хребтами. При этом, естественно, следует оперировать не абсолютной высотой водоразделов (он будет здесь с отрицательным знаком), а глубиной океана. Тут вступает в силу новый фактор – давление столба воды. При глубине 2000 метров ниже уровня моря достигается критическое давление, соответствующее 220 ата и критической температуре 374<sup>0</sup>С (для чистой воды). Соленая вода с высокой минерализацией имеет более высокие параметры, но не на много отличающиеся от вышеприведенных. Считается, что глубже парообразования не происходит и гидротермы находятся в жидком состоянии, а если глубина меньше то происходит парообразование в результате которого резко падает температура и жидкая фаза гидротерм перенасыщается растворенными элементами (Короновский, 1999). Однако, поскольку гидротермы насыщены еще и CO<sub>2</sub>, то

парообразование начинается вместе с выделением этого газа в виде свободной фазы (например на Вайотапу и Бродленс-Оахаки в Новой Зеландии), то глубина парообразования увеличивается вдвое и более. По современным расчетам взрывные отложения (с отделением газов и образованием пирокластических пород) в океане могут формироваться на больших глубинах (Giggenbach et al., 1989).

Изменение параметров сейсмофокальной зоны прежде всего проявляется в исчезновении в пределах геотектонических систем типа Камчаки глубокофокусных землетрясений. Максимальная глубина очагов землетрясений в островных дугах нормального типа достигает 400-600 км, а в геотектонических системах типа Камчатки не превышает 150-200 км. Землетрясения с глубиной очага 30-40 км располагаются не только на фронте сейсмофокальной зоны, но по всей ширине геотектонической системы, обнаруживая четкую связь с геологически-прослеживаемыми разломами.

Резкие изменения происходят в типе и характере четвертичного вулканизма. Это относится к объему и характеру базальт-андезитобазальтового вулканизма и степени кислотности появлений кислого вулканизма.

Вулканические пояса островных дуг нормального типа не ассоциируются с самостоятельными структурными формами. Вулканы образуют системы кулисообразно-смещенных цепей. В геотектонических системах типа Камчатки вулканизм локализуется в линейных депрессиях – грабен-синклиналях, где довулканический фундамент погружен на глубину 1500-3000 метров. Вместо характерного для нормальных островных дуг единого вулканического пояса в геотектонических системах типа Камчатки зачастую обнаруживаются парные вулканические пояса – Киришима и Унзен-Асо на Кюсю, Назу и Чокаи на Хонсю, пояса Центральной камчатской депрессии и Срединного хребта. При этом образование парных систем вулканических поясов не связано с горизонтальной миграцией древних систем островных дуг, а представляет естественный результат эволюции неогеновых вулканических поясов (Эрлих, 1973, глава 6).

Наиболее кислые вулканические породы на островных дугах нормального типа характеризуются содержанием  $\text{SiO}_2$  не более 60%, в то время как в пределах геотектонических систем типа Камчатки обычны дациты с содержанием 60-65%  $\text{SiO}_2$  а наиболее богаты кремнеземом риолиты с содержанием 70-72%  $\text{SiO}_2$ . Характерно что в пределах Зондской дуги первый центр кислого вулканизма с дацитовым составом пирокластике, знаменитый Кракатау, появляется в проливе между Явой и Суматрой.

В геотектонических системах типа Камчатки отмечается резкое изменение диаметров базальт-андезитобазальтовых щитовых вулканов по сравнению с островными дугами нормального типа. Так на острове Кюсю на продолжении островной дуги Рюкю появляются такие гигантские вулканические постройки как докальдерные щиты Асо, Унзена с диаметром основания 25-30 км. На продолжении Курильской островной дуги на Хоккайдо расположены вулканы Кутчаро и Акан с таким же диаметром основания 25-30 км. На сочленении дуги Изу-Бонин с островом Хонсю расположены вулканы Хаконе (диаметр 20-25 км) и Фудзи (диаметр 30 км).

Одновременно меняется и тип вулканических проявлений. Так базальтовый трещинный и ареальный вулканизм в западной части Тихоокеанского кольца локализуются только в пределах геотектонических систем типа Камчатки. Таковы район Сокодана на Суматре, районы трещинных базальтовых излияний на юге Минданао (Филиппины), в северо-западной части Новой Зеландии. Близки к этому типу вулканы группы Куджу и Киришима на Кюсю. На нормальных островных дугах вулканизм этого типа отсутствует. Это повидимому указывает, что геотектонические системы типа Камчатки достигли определенной стадии жесткости. Параллельно с изменением характеристик единичных вулканических центров меняется количество вулканов, приходящихся на 100 км длины вулканической зоны и скорость эволюции четвертичного вулканизма. На Камчатке и в пределах сходных с ней геотектонических систем в течение четвертичного времени

отмечается два цикла развития вулканизма, каждый из которых начинается базальт-андезитовым вулканизмом и кончается проявлением кислого вулканизма. Первый в нижне-среднечетвертичное время, второй в верхнем плейстоцене-голоцене.

Изменение характера и масштабов кислого вулканизма хорошо иллюстрируется изменением диаметров кальдер. На островных дугах нормального типа средний диаметр кальдер равен 2-4 км, а крупнейшие из них не превышают 8-10 км (кальдера Кикаи в северной части дуги Рюкю). В пределах геотектонических систем типа Камчатки средний диаметр кальдер 8-12 км. В то же время здесь появляются вулканотектонические депрессии такие как Карымская, Семьячинская, Ичинская, Толбачинская на Камчатке, Харохаро и Мокаи в Новой Зеландии, Тоба на Суматре, Эйра, Асо и Ата на острове Кюсю и т.д. размеры которых колеблются от 15-20 км до 60-100 км.

Но самое главное то, что диаметры кальдер можно считать пропорциональными количеству летучих, участвующих в кальдерообразующих выбросах кислой пирокластики. Тут мы сталкиваемся с тем, что внезапное параллельное изменение кислотности вулканических пород и масштабов кислого вулканизма при переходе от островных дуг нормального типа к геотектоническим системам типа Камчатки связано не с изменением мощности гранитного слоя (процесс достаточно консервативный во времени), а с интенсивностью процесса преобразования коры, определяющего одновременно и скорость тектонического поднятия (Эрлих, 2009). Именно этим объясняется и параллелизм изменения этих факторов и высоты эрозионно-тектонического рельефа, отражающего интенсивность тектонического поднятия. Оба этих показателя отражают степень интенсивности формирования гранитного слоя коры.

### **Время заложения системы островных дуг**

Ответ на этот вопрос дает рассмотрение элементов неогенового структурного плана в различных районах западной части Тихоокеанского кольца.

Непосредственно после перехода от Курильской островной дуги к Камчатке полностью исчезает Южно-Охотская впадина окраинного моря, переходящая по простиранию в Западно-Камчатский тыловой прогиб, выполненный несколькими тысячами метров терригенных осадков третичного времени. Такого же типа изменения впадин окраинных морей наблюдаются и в других геотектонических системах типа Камчатки, они отмирают или резко сокращаются в размерах. На их месте наблюдаются выполненные третичными осадками прогибы, фундаментом которых являются либо отдельные участки мел-палеогеновой складчатой системы, либо (в участках наиболее удаленных от фронта структур) стабилизированные зоны более ранней консолидации: герцинской или ранне-среднемезозойской. Таковы неогеновые прогибы северо-восточной Суматры, прилегающая к Австралийской платформе часть Южного прогиба Новой Гвинеи и т.д. Одновременная с осадконакоплением вулканическая активность в этих прогибах как правило отсутствует, хотя в так называемом Южном прогибе Новой Гвинеи присутствуют эффузивы и пирокластические отложения. Уровень абсолютных отметок пенеппена не превышает первых сотен метров, градиент движений крайне мал, проявления вулканизма и сейсмичность отсутствуют. Все это в совокупности указывает на платформенный характер развития этой части систем в современное время.

Во фронтальной части геотектонических систем типа Камчатки повсеместно отмечены узкие линейные прогибы выполненные мощной (6000 – 10000 метров) толщей терригенных осадков олигоцен-неогенового времени. При этом отмечается закономерное изменение гранулометрического состава осадков снизу вверх по разрезу, отражающее постепенное изменение условий осадконакопления от глубоководных к мелководным, от бентонитовых глин и аргиллитов к мергелям и алевролитам, пескам и песчаникам. Вулканические проявления в пределах этих прогибов отсутствуют. Прослой вулканических пород (например плейстоценовых пемз в Восточном прогибе Новой

Зеландии) связаны с вулканической активностью в соседних структурах. По всем этим показателям прогибы эти вполне аналогичны современным глубоководным желобам, идущим вдоль фронта современных островных дуг. Эту аналогию подтверждает и прямой переход по простиранию глубоководного желоба НовоБританской дуги в так называемый Северный прогиб Новой Гвинеи, выполненный толщей неогеновых осадков общей мощностью 10,000 метров. На геотектонической системе Суматры отложения, связанные с такого рода прогибом, обнажаются на гряде мелких островов идущих параллельно юго-западному берегу острова. Цепь эта совпадает с линейной зоной интенсивной (до  $-70$  мгал) отрицательной аномалии силы тяжести. В проливе, разделяющем гряду островов от Суматры, значения аномалий силы тяжести колеблются от 0 до  $+50$  мгал. Такого же рода прогиб отмечается и вдоль юго-восточного берега Северного острова Новой Гвинеи. На Камчатке прогиб этого рода заполнен отложениями вилючинской и паратунской свит. Заложение этого прогиба отмечает резкое изменение характера магматической активности в пределах геотектонической системы – начало известково-щелочного вулканизма и внедрения кислых интрузивов (Колосков, Коваленко, 2009). Во всех случаях отложения, выполняющие рассматриваемые прогибы, дислоцированы в плейстоценовое время и в современной структуре составляют часть горст-антиклиналей, отвечающих геантиклинальному поясу внешней дуги нормальных островных дуг.

Эта система структур заложилась субодновременно в конце олигоцена. Параллельно этим прогибам располагаются полосы развития известково-щелочного вулканизма того же времени. Таковы зона зеленых туфов Японии, Центрально-камчатская вулканическая зона Камчатки. Можно заключить, что для олигоцен-миоценовой структуры геотектонических систем типа Камчатки характерна зональность структурных элементов обычная для нормальных островных дуг.

### **О механизме возникновения геотектонических систем типа**

#### **Камчатки**

Приведенные данные о том, что важнейшими чертами, отличающими геотектонические системы типа Камчатки от нормальных островных дуг являются кислый вулканизм и амплитуда подъема, отраженная в высоте водоразделов эрозионно-тектонического рельефа открывает возможность рассмотрения трансформации островных дуг в геотектонические системы другого типа.

Соответствие между эпохами массового проявления кислого вулканизма в пределах вулканических поясов и быстрым ростом смежных с ними горных систем, развитие в последних гранитоидных интрузий и процессов глубинного метаморфизма позволяют рассматривать кислый вулканизм как отражение ультраметаморфизма в верхах верхней мантии, связанного с ростом корней горных систем (Эрлих, 1973). В районах с восстановленным изостатическим равновесием кислый вулканизм прекращается. Этим обусловлено последовательное смещение зон кислого вулканизма в направлении фронта структур и, как следствие, положение основных центров кислого вулканизма во фронтальных зонах.

Предлагаемая модель открывает возможность понимания причин локализации крупных рудных месторождений в пределах кольцевых структур (Фаворская и др. 1974). Коническая система разломов корневой части таких структур создает предпосылки для подсоса глубинных флюидов, метаморфогенные воды, связанные с трансформацией коры и активным ростом гранитного слоя обеспечивают активную циркуляцию вновь созданных гидротермальных систем, и, наконец, переработка коры, преимущественно сосредоточенная в пределах кольцевых структур, приводит к мобилизации рудного вещества коры и верхней мантии. Картина становится полной если учесть благоприятные

структурные условия для локализации рудных тел, существующие в пределах вулканотектонических депрессий.

Принятие гипотезы о механизме насыщения магмы кремнекислотой за счет осаждения из трансмагматических растворов избавляет от необходимости связывать объемы кислых магматических пород с объемами пород базальт-андезитовой серии. Таким образом получают объяснение области самостоятельного распространения обширных игнимбритовых покровов не ассоциирующихся непосредственно с базальт-андезитовым вулканизмом (типа игнимбритов Тобы на Суматре). В связи с этим отметим важное наблюдение, что кислые вулканы Охотско-Чукотского пояса характеризуются ассоциацией минералов типичных для чарнокитов (Маракушев, Тарарин, 1964). Та же ассоциация характерна как мы видели и для кислых вулканических пород Восточной и Южной Камчатки. Базальты и кислые вулканические породы составляют два элемента триады чарнокитового комплекса. Третьим элементом являются метаморфические образования преобразованных низов коры. Это приводит к гипотезе о том, что кислый вулканизм является отражением процесса резкого роста мощности коры и формирования чарнокитового метаморфического комплекса в составе низов ее гранитного слоя (Matsumoto, 1965, Erlich and Gorshkov, eds., 1979). Гипотеза о преобразовании низов коры созвучна с представлениями об образовании гранитов "in-situ" (Cuo-Neg Chen and Grapes, 2007), но предполагает что имеет место не только выплавление гранитов (крайний случай), но преобразование коры в условиях глубокой гранулитовой фации метаморфизма. Предлагаемая гипотеза не противоречит представлениям о связи вулканизма с потоком летучих идущим от границы ядро-нижняя мантия (Ларин, 2005). Она просто определяет уровень на котором проявляется воздействие этого потока (нижние горизонты коры) и его возможный химический характер.

Особенности четвертичного вулканизма Узон-Гейзерного района, характерные для геотектонических систем типа Камчатки, резко отличающие их от вулканизма островных дуг нормального типа. Автором было сформулировано понятие об особой тектонической природе поднятых блоков в системе островных дуг таких как Камчатка, Суматра, Филиппины, Северный остров Новой Зеландии, полуостров Кенаи на южном окончании Аляски (Эрлих, 1973). Здесь можно отметить резкое изменение в пределах этих геотектонических систем трех важных показателей геологической активности:

1. Диаметры кальдер и вулканотектонических депрессий, отражающих масштабы кислого вулканизма. Если на островных дугах нормального типа средний диаметр кальдер составляет 2-4 км и не превышает 8-10 км (кальдера Кикаи на островной дуге Рюкю), то на структурах типа Камчатки средний диаметр равен 8-12 км, а максимальный диаметр вулканотектонических депрессий достигает 15-20 км, а диаметр отдельных вулканотектонических депрессий достигает 60-100 км. Одновременно меняется содержание  $\text{SiO}_2$  в наиболее кислых разновидностях вулканических пород. На нормальных островных дугах оно редко превышает 60-65% в то время как в геотектонических системах типа Камчатки достигает 70-72% (Эрлих, 1973);

2. Объем одновозрастных базальт-андезитобазальтовых вулканов. Он характеризуется высотой вулканических построек и их диаметром. Разница хорошо видна на приведенном в монографии рисунке 36 (глава IV). Отмечается резкая интенсификация процессов базальтового вулканизма. В противоположность нормальным островным дугам, где в четвертичное время проходит один цикл вулканической активности, в геотектонических системах типа Камчатки за четвертичное время проходят два цикла базальтового вулканизма. Один в нижнечетвертичное-среднечетвертичное время, второй – в верхнем плейстоцене-голоцене;

3. Высотой водоразделов эрозионно-тектонического в пределах горст-антиклинальных поясов. Высота эта в первом приближении может рассматриваться как отражение интенсивности процессов тектонического поднятия. Как видно на диаграмме, приведенной в монографии (Эрлих, 1973, глава IV, рис. 34). На островных дугах

нормального типа эта высота составляет сотни метров, в пределах геотектонических систем типа Камчатки она составляет 1000-1500 метров.

Приведенные статистические данные легко подтверждаются при качественном рассмотрении изменений характера и объема вулканических продуктов в системе островных дуг. Так кальдера Кракатау располагается в проливе, отделяющем Зондскую островную дугу от поднятого блока Суматры. На стыке Курил с поднятым блоком Хоккайдо расположена гигантская кальдера Кутчаро, а на самом южном окончании полуострова Камчатка расположена крупнейшая Паужетская вулканотектоническая депрессия. Центры кислого вулканизма Северного Острова Новой Зеландии расположены в зоне сочленения с островной дугой Тонга. На стыке южного окончания полуострова Кенаи с Алеутской островной дугой расположен огромный базальтовый щитовой вулкан Вениаминова.

Ускоренный рост и преобразование структуры коры происходят дискретно. В системе островных дуг они сосредотачиваются на отрезках, соответствующих геотектоническим системам типа Камчатки, а в пределах последних ассоциируются с центрами кислого вулканизма, кальдерами и вулканотектоническими депрессиями. Как мы видели, ускоренный рост коры в равной мере связан с объемами магматических продуктов и скоростью их поступления на поверхность (количество и интенсивность циклов вулканической активности).

Таким образом именно рост гранитного слоя коры отличает геотектонические системы типа Камчатки. Ситуация, как видим, вполне аналогичная росту базальтового слоя коры на стадии перехода от срединно-океанических хребтов к островным дугам нормального типа. В свое время – в 60х годах, шли ожесточенные дискуссии что происходит с корой островных дуг – базификация или наоборот гранитизация. Как видим имеют место оба процесса, но на разных стадиях – вначале базификация, затем гранитизация. Различен вконец лишь механизм их. Если базификации соответствует рост коры за счет выжимания меланжа базальтовых лав и гипербазитового материала, гранитизация (если предлагаемая гипотеза верна) происходит за счет химической трансформации коры под воздействием флюидов.

### **О синхронности глобальных тектонических преобразований и всплеск вулканической активности**

Сопоставление времени образования зональной системы структур в различных частях пояса островных дуг показывает, что они образовались одновременно в конце олигоцена-начале миоцена. Важно отметить, что оценки времени заложения этих систем были сделаны независимо для разных районов но результаты были тождественны. Столь же однотипно и время преобразования структуры неогеновых островных дуг в геотектонические системы типа Камчатки со всеми соответствующими этой трансформации тектоническими преобразованиями и изменением типа и масштабов вулканической активности. Не лишне подчеркнуть, что данные о времени заложения структур были получены независимо для разных регионов. Результаты при этом оказались идентичны.

Конечно же тезис о синхронизации времени образования системы структур, отвечающей зональности нормальных островных дуг нуждается в детальной проверке и подтверждении как путем детального и тщательного сопоставления стратиграфических разрезов толщ соответствующих структур различных районов, так и за счет получения новых новых радиометрических датировок. Но, если идея одновременности заложения геотектонических систем близких к островным дугам будет подтверждена, то эту эпоху можно считать одним из важнейших рубежей тектонического развития обрамления Тихого океана.

Второй эпохой того же рода можно считать конец плиоцена, когда в пределах системы островных дуг выделяются отдельные блоки характеризующиеся ускоренным ростом гранитного слоя коры и параллельным ростом геоантиклиналей. Одновременно эти блоки утрачивают зональность структурных элементов обычную для нормальных островных дуг.

Определение времени вспышек кислого вулканизма, проведенное независимо для каждой из геотектонических систем типа Камчатки, показало одновременность массовых выбросов кислой пирокластики во всех районах Тихоокеанского кольца в середине плейстоцена. Вспышка кислого вулканизма совпала с интенсивным ростом горных систем (горст-антиклиналей), параллельных вулканическим поясам. Средняя высота хребтов составляла 1000-1200 метров. В пределах контролировавших вулканические пояса грабен-синклиналей опускание фундамента за тот же период имело примерно тот же порядок. Так что общий размах движений достигал 2500 метров. Если учесть, что с этой вспышкой кислого вулканизма связано образование значительного количества кальдер и вулканотектонических деперессий депрессий диаметром 25 и более километров и амплитудой опускания до 1000 метров, то есть все основания говорить об эпохе орогении, имевшей место в этот период в пределах всего Тихоокеанского пояса, то есть глобальной по масштабу.

В верхнем плейстоцене имеет место еще одна, также синхронная для всех районов Тихоокеанского кольца, меньшая по масштабам вспышка кислого вулканизма также сопровождавшаяся ускорением поднятия окружающих горных систем. Этот материал был суммирован в конце 60х годов (Эрлих, Мелекесцев, 1973) и позднее развит в коллективной монографии о современной структуре и четвертичном вулканизме Камчатки (Erlich, Gorshkov, eds., 1979).

Тем самым еще и еще раз подтверждается идея о существовании коротких синхронных глобальных эпизодов интенсивных тектонических преобразований и активизации магматических событий, нашедшая выражение в так называемом «Каноне Штилле» (Stille, 1924, 1944). В целом такие импульсы отражают пульсацию теплового потока на уровне внешней границе ядра и нижней мантии (Эрлих, 2010), что вписывается в картину пульсационного режима развития Земли (Ларин, 2005).

Вопрос о наличии импульсов резкой активизации тектонических движений и интенсивности вулканизма стоит в центре дискуссий связанных с теорией динамики плит. Открытие системы магнитных аномалий, параллельных срединно-океаническим хребтам, привело к идее постоянства скорости тектонических и магматических процессов в океанах. В период создания канона данные о геологии дна океанов практически отсутствовали. Установленное позднее относительно равномерное распределение линейных магнитных аномалий на дне океана послужило основой для представлений для равномерности спрединга. Последние исследования установили пульсационный характер формирования офиолитовых формаций и связанных с ними метаморфических пород жадеит-глаукофанового метаморфизма на континентах, которые рассматриваются как аналоги океанических зон базальтоидного вулканизма связанных со срединно-океаническими хребтами (Богданов, Добрецов, 1987) и привели к пересмотру идей о равномерном распределении скорости спрединга океанического дна во времени. Наконец, исследование «черных дымов» поставляющих в океаны материал гидротерм показало неравномерность их активности, резкую интенсификацию накопления связанных с ними осадков в короткие интервалы времени 36-38, 24-25, 17-18, 9-8 и 5 миллионов лет назад (Короновский, 1997). Это прямо подтвердило пульсационный режим поступления глубинных газов. Аналогичные выводы были сделаны при наблюдении эпизодического характера формирования крупных батолитов (DeSilva, Gosnold, 2007).

#### **Типы глубинных разломов, развитых в пределах островных дуг**

Говоря о глубинных разломах, связанных с системами островных дуг надо иметь в виду, что островная дуга сама по себе является разломом первого порядка. Этот разлом находит выражение в сейсмофокальных зонах. Гипоцентры землетрясений располагаются в пределах призмы, погружающейся в направлении от океана к континенту под общим углом около  $30^{\circ}$ . Глубина очагов землетрясений закономерно увеличивается в направлении от океана к континенту. Максимальная глубина очагов составляет несколько сот километров. Общеизвестно, что определяющим типом движений по этому разлому является подвиг (субдукция) океанических плит под плиты континентальные. Тыловая граница сейсмофокальной зоны совпадает с внутренней границей линейной зоны гравиметрических аномалий. И вот она-то и является главным типом глубинных разломов в пределах островных дуг и близких к ним геотектонических систем. Тыловая граница сейсмофокальной зоны совпадает с зоной высокого градиента поля силы тяжести, разделяющей геоантиклиналь внешней дуги и вулканический пояс внутренней дуги. Таким образом, разлом в общей форме разделяет зону, характеризующуюся устойчивой тенденцией к поднятию и зону относительного погружения. Зона эта совпадает с флексурой поверхности Мохоровичича, контролирующей пространственное положение вулканического пояса внутренней дуги, а в случае Камчатки – грабен-синклинали в пределах заполненной неоген-четвертичными вулканитами (Штейнберг, 1966). Учитывая большую глубину заложения этого разлома, его долгоживучесть, можно считать его разломом первого порядка в пределах островных дуг и сходных с ними геотектонических систем (если отбросить саму сейсмофокальную зону).

Говоря о природе глубинных разломов островных дуг, следует обратить внимание на систематически повторяющийся переход островных дуг при пересечении с геотектоническими системами типа Камчатки в грабен-синклинали. При пересечении острова Хонсю островной дугой Изу-Бонин располагается грабен Фосса Магна (Большой Ров). Курильская островная дуга продолжается на Южной Камчатке грабен-синклиналию Южной Камчатки – частью вулканического пояса Восточной Камчатки. Дуга Тонга-Кермадек продолжается на Северном острове Новой Зеландии в форме грабена Таупо. На Аляске при сочленении с Алеутской островной дугой образуется линейная депрессия по морфологии аналогичная грабен-синклиналиям.

Для понимания природы этого разлома следует напомнить, что разлом, ограничивающий внешний антиклинальный пояс Северного острова Новой Зеландии, идущий по границе грабена Таупо с хребтами Руахине и Тараруа, находит прямое продолжение в Альпийском разломе, пересекающем Южный остров несколько вкось по отношению к его длинной оси. Некоторые авторы считают, что вдоль этого разлома отмечаются крупные горизонтальные перемещения (Wellman, 1955, 1956). Разлом частично совпадает с медианной линией, разделяющей две резко различные зоны метаморфизма: Тасманский метаморфический пояс на западе и метаморфический пояс Вакатику на востоке. Время метаморфизма в обоих поясах относят к периоду меловой орогении Рангитата. Наиболее древние датировки, полученные К-Аг методом, дают время 120 миллионов лет. В то же время, абсолютный возраст биотита из метаморфических пород в зоне Альпийского разлома 4-8 млн. лет, что соответствует одной из последних фаз движений в этой зоне. Последние движения по Альпийскому разлому отмечаются в среднем плейстоцене. В настоящее время вдоль разлома располагается значительное число термальных источников. Высота подъема хребтов, сложенных докайнозойскими отложениями, составляет 1500-3000 метров, что отражает амплитуду вертикальных перемещений новейшего времени.

А. Мияширо (Miyashiro, 1961), а вслед за ним Х. Хаттори (Hattori, 1968) считают, что эти зоны соответствуют парной системе метаморфических зон Юго-Западной Японии, зоны Риоке-Самбагава разделенных разломом Медиан Лайн. В соответствии с идеей парных метаморфических поясов оба их элемента образуются одновременно. К северу от



Медиан Лайн располагается метаморфический пояс Риоке, в пределах которого развиты слюдястые сланцы и гнейсы, биотитовые амфиболиты, сопровождающиеся небольшим количеством амфиболовых сланцев, амфиболитов и гнейсов. В зоне высоких степеней метаморфизма близ разлома и вокруг интрузий присутствуют силлиманит, андалузит, кордиерит. В зоне низких степеней метаморфизма наиболее характерным минералом является хлорит. К югу от Медиан Лайн расположен метаморфический пояс Самбагава. Здесь в зоне высоких степеней метаморфизма проявляется фация зеленых сланцев, редко эпидот-амфиболитовая. В некоторых породах присутствуют жадеит и глаукофан. Контакт со слабометаморфизованными породами обычно проходит по сбросам, редко наблюдаются постепенные переходы. Метаморфизм развит, в основном, в палеозойских толщах, но последние исследования показали, что область низких степеней метаморфизма пояса Самбагава охватывает породы комплекса Шиманто (верхняя юра-палеоген).

Обстановка общего сжатия во внешнем геоантиклинальном поясе приводит к его малой проницаемости для гидротерм. Этим объясняется резко пониженная величина теплового потока в пределах этой (передовой) зоны. Напротив, тыловая зона характеризуется обстановкой общего растяжения. Она характеризуется резко повышенными значениями теплового потока. Именно здесь располагаются вулканические пояса и многочисленные проявления современных гидротерм.

Различия в характере метаморфизма отражают особенности Р-Т условий на крыльях разлома – интенсивный динамометаморфизм при относительно низких температурах в южном, фронтальном крыле и высокотемпературный метаморфизм в его южном, тыловом крыле. Возраст парной системы метаморфических поясов Риоке-Самбагава соответствует времени массового внедрения гранитов и выбросов кислой пирокластики в тыловой зоне Юго-Западной Японии, то есть нижнему мелу. Отдельные импульсы движений по Медиан Лайн продолжаются до среднего плейстоцена.

Генератором движений по этим разломам, скорее всего, является тенденция к восстановлению изостатического равновесия в зоне высоких отрицательных значений изостатических аномалий силы тяжести в пределах геоантиклинали внешней дуги. Таким образом, природу этого разлома можно ближе всего определить, как взброс.

Градиентные зоны, разделяющие блоки с разной плотностью эпицентров, имеют широтную ориентировку. К северу от сейсмофокальной зоны они во всех случаях смещены на северо-восток-восток, т.е. в сторону океана. Соответствие смещений не линейным полосам глубокофокусных землетрясений, а разделяющим их градиентным зонам связано, по-видимому, с наклоном сместителя поперечных глубинных разломов. Разломы эти интерпретируются, как глубинные правые сдвиги (Аверьянова, 1968). Плотность определялась по количеству очагов в квадратах со стороной 25 км. Векторы сжатия наносились по данным В. М. Зобина. Векторы сжатия в очагах землетрясений ориентируются по простиранию отдельных блоков или по нормали к нему. Учитывая это, можно ожидать, что соответствующие им на поверхности разломы должны идти по нормали к общему простиранию структур, т.е. в северо-восточном направлении, ссекая структуры под острым углом. И действительно, в районе выхода на поверхность во всех случаях наблюдаются разломы северо-западного простирания. Главный горизонтально-ориентированный вектор сжатия в зоне развития мелкофокусных землетрясений имеет меридиональное простирание (Аверьянова, 1968).

Разложение этого вектора на две составляющие – нормальную и касательную по отношению к простиранию структур – показывает наличие сдвиговой компоненты, направленной вдоль простирания сейсмофокальной зоны. Учитывая это, можно говорить о левом сдвиге вдоль крыла сейсмофокальной зоны близ склона Курило-Камчатского желоба. Этим объясняется характерная для островных дуг и связанных с ними геотектонических систем тенденция к развитию по простиранию в ходе геологического времени и изменение простирания некоторых блоков в зоне полуостровов Восточного

побережья Камчатки. В частности, меридиональная вытянутость подводных хребтов, продолжающих эти полуострова, связана с подворотом структур под влиянием сдвиговых дислокаций. Общее направление горизонтальных движений определяет парное строение эшелонированной системы структур Камчатки (чередование горст-антиклиналей и грабен-синклинальных поясов), а система секущих сдвигов определяет продольное чередование разнородных блоков и создает дополнительные осложняющие структуры. Закономерность эта является общей для всей системы островных дуг и связанных с нею геотектонических систем.

Анализ распределения эпицентров землетрясений по площади, проведенный автором для Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, показывает, что она имеет четко выраженное блоковое строение. Основой для оценки внутренней структуры сейсмофокальной зоны явилось построение карты плотности эпицентров. Очаги землетрясений делились по глубине на несколько групп:

- глубокие, с глубиной очага более 100 км,
- средние с глубиной очага 60-70 км,
- мелкие с глубиной очага менее 60 км.

Данные о положении эпицентров цитируются по материалам работ (Токарев и др., 1968, 1970, Федотов и др., 1967, 1970, Аверьянова, 1968).

Блоки с высокой плотностью гипоцентров чередуются с участками, характеризующимися пониженной плотностью очагов землетрясений. Блоки с различной плотностью очагов разделены зонами высоких градиентов плотности очагов, по всей видимости, отвечающих сдвигам. Они имеют широтную ориентировку. По ним фиксируется горизонтальное смещение границы геоантиклиналей внешней дуги и вулканического пояса. Величина горизонтального смещения по этим сдвигам за четвертичное время составляет несколько километров.

Это – разломы второго порядка в островных дугах и сходных с ними геотектонических системах. Точки пересечения такого рода сдвигами флексуры поверхности Мохоровичича контролируют структурную позицию крупных долгоживущих вулканических центров вулканического пояса Восточной Камчатки

Рассмотрение напряжений в очагах землетрясений показывает, что движения имеют преимущественно сдвиговую природу (Zobin, 1979). В пологой и верхней части сейсмофокальной зоны наблюдаемые локальные деформации хорошо описываются тангенциальными движениями по плоскостям падения сейсмофокальной зоны (при горизонтальных северозападных направлениях осей сжатия). Судя по взбросовому характеру деформаций, основная сейсмичность сосредоточена здесь на верхней границе субдицирующей плиты. Несколько иная картина наблюдается в нижней части фокальной зоны, где ось преобладающего сжатия близка к плоскости плиты. Такая конфигурация не может быть описана только скольжением по поверхности погружающейся плиты, но подразумевает и ее внутренние деформации в условиях сжатия (Ландер, 2000).