

## Глава 3

# ГЕОДИНАМИКА И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

---

### 3.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Важнейшей особенностью новейшего этапа тектонического развития Камчатки является существенная перестройка её вулканических поясов. В олигоцене-миocene северная ветвь вулканического пояса Курило-Камчатской островной дуги была расположена в районе Срединного хребта. В плиоцен-четвертичное время восточнее этого пояса возник ещё один. Произошло последовательное заложение сначала Восточного вулканического пояса, затем Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч. Этому событию на Камчатке предшествовали орогенические движения, формирование поверхностей выравнивания и последующие крупномасштабные излияния платобазальтов (*Геология СССР...*, 1964; *Святловский*, 1967; *Эрлих*, 1973; *Мелекесцев и др.*, 1974). Вулканическая активность в районе Срединного хребта на протяжении плиоцен-четвертичного времени постепенно затухала, хотя отдельные вулканические центры здесь сохранили свою активность до настоящего времени.

Такое развитие событий в новейшей истории Камчатки многие исследователи связывают с последовательным смещением структурно-фациальных зон северного участка Курило-Камчатской островной дуги в восточном направлении, в сторону Тихого океана (*Авдейко и др.*, 1974; 2002; *Леглер*, 1977; *Лебедев и др.*, 1979; *Апрелков, Ежов*, 1980). При этом предполагается, что синхронно со смещением на восток вулканического пояса, происходило адекватное смещение структуры глубоководного желоба и зоны субдукции. Так, по представлениям В.А. Леглера, заложение современной структуры Курило-Камчатского глубоководного желоба напротив Восточной Камчатки произошло в плиоцен-четвертичное время, при этом структура глубоководного желоба (и, соответственно, зона субдукции) дискретно сместилась от своего прежнего положения (в районе Восточно-Камчатского прогиба) примерно на 150 км к востоку и отсекала фрагмент Тихоокеанской плиты, включив его в состав континентального склона Восточной Камчатки.

Подобные представления о позднекайнозойской истории развития Камчатки вызывают вполне обоснованные возражения оппонентов. Действительно, в рамках предложенной В.А. Леглером концепции трудно объяснить, например, раннекайнозойский островодужный магматизм в зоне восточных полуостровов Камчатки, на что справедливо указывают авторы работы (*Очерки...*, 1987). Островодужные раннекайнозойские магматические породы, как отмечалось в гл.1, обнажаются и в каньонах Кроноцкого залива, что также не соответствует упомянутым выше представлениям.

Определённые сомнения вызывает принципиальная возможность образования новой зоны субдукции на однородной океанической плите, тем более в непосредственной близости от уже существующей. Такое неординарное событие не всегда происходит даже при коллизионном взаимодействии литосферных плит. Так, например, за десятки миллионов лет коллизионного взаимодействия Индийской и Евразийской плит к югу от Индии так и не заложилась новая зона субдукции. По-видимому, конвергентные границы вообще не могут образовываться на ненарушенных участках литосферы, и лишь в исключительных случаях развиваются по ранее ослабленным её участкам, т.е. при своём заложении наследуют более древние трансформные и конвергентные границы литосферных плит.

Здесь мы попытаемся обосновать несколько иные представления на причину позднекайнозойской миграции вулканических поясов Камчатки, не прибегая к столь проблематичному явлению, как заложение новой зоны субдукции.

В предыдущей главе было показано, что смещение к западу зоны современного вулканизма, сейсмофокальной зоны и гравитационного минимума в пределах северного окончания Курило-Камчатской островной дуги коррелируется с геотермической неоднородностью приле-

гающего участка Тихоокеанской плиты и соответствует представлениям о существовании здесь более пологой зоны субдукции, чем на расположенных южнее участках. Это явление связывается нами с более молодым возрастом и термодинамической активизацией прилегающего к Алеутскому желобу участка Тихоокеанской литосферной плиты вследствие локальных проявлений новейшей тектоно-магматической активности в правосторонней сдвиговой зоне, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской островной дуги. По-видимому, в олигоцен-миоценовое время, соответствующее начальному этапу развития сдвиговой зоны (западного сектора Алеутской дуги), дислокации этой сдвиговой зоны и, соответственно, процессы термодинамической активизации литосферы проявлялись в более широкой полосе и развивались более интенсивно. Для таких предположений есть определённые основания.

Действительно, сдвиговые зоны, как показывают результаты экспериментов на моделях (Гзовский, 1975; Шерман, 1977; 1983; и др.) и натуральных наблюдений (Лукьянов, 1965; Уткин, 1980; 1989; Расцветаев, 1987), подчиняются вполне определёнными закономерностями развития и характеризуются комплексом парагенетически связанных структур, соотношение которых не остаётся постоянным на различных этапах этого развития. На начальном этапе развития сдвиговой зоны, в достаточно широкой полосе формируется система не связанных друг с другом трещин растяжения, образующих кулисный ряд, которые в ходе дальнейшего развития деформируются и соединяются трещинами сдвигового типа различной протяженности. На заключительном этапе последовательность сдвиговых трещин соединяется и формируется единый магистральный разрыв (сдвиг), на крыльях которого развиваются сравнительно непротяженные вторичные структуры растяжения и сжатия. Важно отметить, что в процессе развития сдвиговой зоны её ширина не остаётся постоянной: «широкая» зона дислокаций растяжения начального этапа постепенно сменяется «узкой» зоной магистрального разрыва.

Как было показано ранее, западный сектор Алеутской островной дуги и его окрестности характеризуются сочетанием протяженных магистральных сдвигов СЗ простирания (разломы Беринга, Альфа, Стеллера, Алеутского желоба) и парагенетически связанных с ними, сравнительно непротяженных субмеридиональных структур растяжения и субширотных структур сжатия, имеющих подчинённое значение. Эти признаки свидетельствуют о том, что процесс формирования сдвиговой зоны здесь близок к своему завершению. В связи с этим представляется, что предшествующие этапы развития этой сдвиговой зоны отличались от современного более крупномасштабными проявлениями структур растяжения и связанной с ними тектоно-магматической активности. Каковы же могли быть масштабы этих проявлений на начальном этапе развития этой сдвиговой зоны?

Ответ на этот вопрос можно получить, обратив внимание на противоположную, северо-восточную окраину Тихого океана. Здесь наблюдается определённое сходство геодинамических условий взаимодействия крупнейших структур региона: Тихоокеанской и Североамериканской плит. Их относительное перемещение здесь также соответствует правостороннему сдвигу, но реализуется различным образом.

В районе Калифорнии, как и в западном секторе Алеутской дуги, трансформная граница литосферных плит представлена сложно построенной зоной сдвиговых дислокаций, в которой преобладают магистральные правосторонние сдвиги северо-западного простирания (зона разломов Сан-Андреас и др.) и парагенетически связанные с ними сравнительно непротяженные структуры растяжения ССВ ориентации (грабены Калифорнийского залива и др.) с признаками проявлений новейшей и современной тектономагматической активности (Normark et al., 1987). Подобные признаки, как отмечалось, характерны для заключительного этапа развития сдвиговых зон.

Однако к северу от Калифорнии (между 40 и 52 градусами с.ш.) картина существенно иная. Относительное перемещение Тихоокеанской и Североамериканской плит здесь реализуется путём раскрытия крупных (протяженностью до 500 км) кулисно расположенных структур растяжения. Это современные спрединговые хребты Горда, Хуан де Фука и Эксплорер (Clague and Holmes, 1987), которые по своему расположению и ориентации весьма напоминают кулисный ряд трещин растяжения в опытах М.В. Гзовского (1975) по моделированию сдвиговых зон. При этом ориентация упомянутых структур соответствует правосторонней сдвиговой зоне, а ширина новообразованного в этих спрединговых хребтах участка литосферы (судя по расположению магнитных аномалий аналогичной ориентации) достигает 700-800 км. Представляется, что на основании данного примера можно судить о масштабах проявления тектоно-магматической активности на начальном этапе развития сдвиговых зон, в том числе и западно-

го сектора Алеутской дуги. Здесь этот этап развития предшествовал новейшему и соответствовал, по-видимому, олигоцен-миоценовому времени.

В соответствии с изложенным, есть основания полагать, что в олигоцене-миоцене на месте западного сектора Алеутской островной дуги существовала система крупных структур растяжения, напоминающая современную систему спрединговых хребтов к северу от Калифорнии и соответствующая начальному этапу развития правосторонней сдвиговой зоны. При этом ширина участка новообразованной или термодинамически активизированной магматическими процессами литосферы, по аналогии с рассмотренными выше примерами, могла достигать нескольких сотен километров, и занимала обширные районы напротив Восточной Камчатки, по-видимому, от широты Авачинского залива на юге, до о. Карагинский на севере.

В процессе дальнейшего развития сдвиговой зоны, по-видимому, в верхнем миоцене, сформировались протяженные магистральные структуры (сдвиги) СЗ простирания, «отрезавшие» Командорскую котловину от Тихоокеанской плиты. Вследствие этого, масштабы проявления структур растяжения заметно ослабли и зоны их развития в плиоцен-четвертичное время сосредоточились в окрестностях упомянутых магистральных структур. С заложением этих магистральных структур связано и «отмирание» зоны субдукции по западному обрамлению Командорской котловины. При этом проявления островодужного магматизма на севере Камчатки продолжались до четвертичного времени, что связано, вероятнее всего, с высокой инерционностью субдукционных магматических процессов.

Развитие сдвиговой зоны в районе западного сектора Алеутской островной дуги оказало глубокое влияние на эволюцию камчатской зоны субдукции и обусловило важные особенности кайнозойской истории развития Камчатки, в том числе и новейшего её этапа.

На начальном этапе развития «алеутской» зоны сдвиговых дислокаций в камчатской зоне субдукции стала поглощаться молодая или активизированная магматическими процессами литосфера. Это привело к развитию под Камчаткой в олигоцен-миоценовое время пологой зоны субдукции и соответствующему смещению пояса островодужного магматизма от его начального положения, в районе Восточной Камчатки, в западном направлении, в район Срединного хребта. В тектонике литосферных плит пологая зона субдукции соответствует геодинамическому режиму активной континентальной окраины, что ассоциируется с развитием орогенических движений. Для территории Камчатки олигоцен-миоценовое время действительно характеризовалось преобладанием восходящих движений и развитием не менее трёх эпизодов складчатости (*Геология СССР, 1964; Очерки..., 1987*). Судя по широкому развитию абразионных террас (базовых поверхностей выравнивания), аналогичные тектонические условия, по-видимому, преобладали до плиоцен-четвертичного времени и на акваториях заливов Восточной Камчатки.

С развитием магистральных структур западного сектора Алеутской дуги, масштабы проявления тектономагматических процессов и ширина термодинамически активизированного участка Тихоокеанской плиты напротив Восточной Камчатки резко сократились, и это не могло не отразиться на камчатской зоне субдукции. Поглощение более «холодной» литосферы неизбежно вело к увеличению её наклона и соответствующему смещению пояса островодужного магматизма в восточном направлении (из района Срединного хребта к его современному положению).

Однако этот процесс проявился по простиранию камчатской зоны субдукции не везде одинаково. В окрестностях магистральных структур Алеутской дуги тектономагматические процессы в новейшее время полностью не прекратились. Кроме того, участок литосферной плиты, заключенный между Алеутским желобом и продолжением Императорского разлома, изначально отличался более молодым возрастом и, соответственно, меньшей плотностью от участков Тихоокеанской плиты, расположенных южнее. Поэтому северный участок камчатской зоны субдукции (севернее Кроноцкого п-ова) увеличил свою крутизну на несколько меньшую величину, чем расположенные южнее участки. Это нашло отражение в обсуждавшемся ранее относительном отклонении к западу вулканического пояса (Ключевской группы вулканов относительно Восточного вулканического пояса), сейсмофокальной зоны и гравитационного минимума.

Новейшая эволюция камчатской зоны субдукции привела не только к перестройке вулканических поясов Камчатки. По-видимому, именно с увеличением её крутизны связаны рассмотренные ранее крупномасштабные погружения базовых поверхностей выравнивания на акваториях заливов Восточной Камчатки. Действительно, переход от «пологой» зоны субдукции к «крутой» должен сопровождаться значительным понижением ее гипсометрического уровня и

соответствующим понижением гипсометрического уровня нависающего над зоной субдукции участка литосферной плиты. Эти нисходящие движения должны были максимально проявиться над зоной механического контакта между нависающей и погружающейся литосферными плитами, восточнее «астеносферного клина», т.е. в районе современного шельфа и континентального склона Восточной Камчатки. Таким образом, наиболее вероятной причиной новейших крупномасштабных погружений шельфа и континентального склона, расположенных напротив Восточного вулканического пояса Камчатки, является, по-видимому, изменение геодинамического режима субдукции,

Увеличение наклона зоны субдукции могло стать причиной и других явлений, характерных для новейшего этапа тектонического развития Камчатки. Действительно, из рассмотренной выше схемы следует, что увеличение наклона зоны субдукции ведёт к «дефициту вещества» под нависающей плитой и требует значительных перемещений астеносферных масс. Такие перемещения, очевидно, должны сопровождаться нарушением существовавших в астеносфере термодинамических условий, проникновением более глубинных и высокотемпературных астеносферных масс к подошве нависающей литосферной плиты, их разуплотнением вследствие снижения статического давления и образованием магм. В свою очередь, появление высокотемпературных разуплотнённых астеносферных масс под нависающей литосферной плитой должно было привести, во-первых, к дифференцированным вертикальным движениям различающихся по плотности литосферных блоков в соответствии с изменившимися условиями их плавучести, во-вторых - к активизации магматических процессов. Контрастные блоковые движения и крупномасштабные проявления ареального базальтового вулканизма на территории Камчатки, как известно, являются характерной чертой её новейшей тектоники.

Выше отмечалось, что поглощение в камчатской зоне субдукции термодинамически разнородных литосферных блоков должно было привести к развитию по границе этих блоков поперечной к островной дуге литосферной структуры, напоминающей очень короткий трансформный разлом (трансформное сочленение) типа дуга-дуга, по кинематике соответствующий, в данном случае, левостороннему сдвигу. Положение этого сочленения, вероятнее всего, контролировалось ближайшими к границе блоков ослабленными зонами, в частности - древними зонами трансформных разломов СЗ простирания, характерными для прикамчатского участка Тихоокеанской литосферной плиты.

В настоящее время эта поперечная литосферная структура расположена в районе Кроноцкого п-ова. Однако на начальном, олигоценовом этапе развития алеутской зоны сдвиговых дислокаций, граница разнородных литосферных блоков и левостороннее трансформное сочленение находились значительно южнее, вероятно, на широте южной части Авачинского залива. Система субширотных разломов Южной Камчатки (*Ермаков и др., 1974*) в этом случае могла составлять комплекс структур, парагенетически связанных с левосторонней сдвиговой зоной, и развивавшихся, аналогично разломам Кроноцко-Крутогоровской зоны, по схеме сбросо-сдвигов. По мере уменьшения ширины участка активизированной литосферы, поглощаемого в камчатской зоне субдукции, левостороннее трансформное сочленение смещалось на север, что происходило, по-видимому, дискретно, в соответствии с распределением ослабленных зон на Тихоокеанской плите, и сопровождалось развитием на Камчатке зон поперечных дислокаций.

Важно подчеркнуть, что упомянутое левостороннее трансформное сочленение разделяло Курило-Камчатскую островодужную систему на две части (северную и южную), которые отличались не только различным расположением поясов островодужного магматизма, но и различным геодинамическим режимом.

В нижнем-среднем миоцене в курильско-южнокамчатской зоне субдукции (судя по тенденциям в расположении линейных магнитных аномалий) начала поглощаться литосфера с возрастом более 40-50 млн. лет. Субдукция литосферы такого возраста соответствует геодинамическому режиму островной дуги, т.е. должна сопровождаться развитием деструктивных процессов и формированием глубоководных котловин растяжения в тыловой зоне (*Molnar, Atwater, 1978*).

Действительно, в тылу южного и центрального сегментов Курильской дуги расположена Курильская глубоководная котловина, которая в СВ направлении сменяется глубоким, заполненным осадками прогибом, прослеживаемым и на территории Южной Камчатки (Гольгинский прогиб). Средние значения теплового потока в Курильской котловине составляют около 100 мВт/м<sup>2</sup>, а максимальные превышают 300 мВт/м<sup>2</sup> (*Геолого-геофизический..., 1987*), что

соответствует представлениям о заложении котловины в миоцене и продолжении деструктивных процессов в плиоцен-четвертичное время.

Для северной части Курило-Камчатской островной дуги геодинамический режим в олигоцене-миоцене определялся субдукцией термодинамически активизированной литосферы пониженной плотности и соответствовал режиму активной континентальной окраины, т.е. характеризовался проявлением орогенических движений и отсутствием деструктивных процессов в тыловой зоне. Новейший этап развития камчатского сектора островной дуги был отмечен началом субдукции под Камчатку более «холодной» и плотной литосферы верхнемезозойского возраста. Поглощение такой литосферы вело к увеличению крутизны зоны субдукции и соответствующей смене «орогенного» геодинамического режима на «деструктивный».

### 3.2. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СХЕМА КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Вопросы истории развития крупнейших структур северной части Тихого океана и Берингова моря в концепции тектоники литосферных плит и соответствующие палеогеодинамические построения рассмотрены во многих работах (*Леглер, 1977; Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Савостин и др., 1986; Алексеев, 1987; Чехович и др., 1990; Цветков, 1990; Цуканов, 1991; Ben-Avraham and Cooper, 1981; Cooper et al., 1981; Stone et al., 1982; Moor et al., 1983; Rubenstone, 1985; Cooper et al., 1987; 1992; Scholl et al., 1987; Sharman and Risch, 1988 и др.*). Несмотря на разнообразие представленных в этих работах точек зрения, ни в одной из них не содержалось ответов на вопросы, вытекающие из рассмотренных выше особенностей строения дна акваторий зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и новейшего этапа её развития. В связи с этим, автором были проведены палеогеодинамические реконструкции кайнозойской истории развития региона, учитывающие особенности новейшей тектоники и современной геодинамики региона (*Селиверстов, 1998*). При этом, конечно, в максимально возможной степени были учтены и упомянутые выше исследования в этом направлении.

Очевидно, что при существующей, явно недостаточной изученности дна акваторий, и разнообразии представлений среди исследователей даже по основным вопросам истории геологического развития территорий, такая задача пока не может решаться однозначно. В работе (*Селиверстов, 1998*) был предложен один из возможных вариантов палеогеодинамических реконструкций, который являлся, по сути, рабочей гипотезой, требующей экспериментального подтверждения. Тем не менее, этот вариант вполне удовлетворительно объяснял позднекайнозойскую миграцию вулканических поясов Камчатки, крупномасштабные погружения в пределах ее шельфа и континентального склона, происхождение линейных магнитных аномалий Командорской котловины и другие важнейшие особенности новейшей геологической истории региона. Представляя эту гипотезу автор надеялся, что она станет полезной при планировании экспериментальных исследований.

К сожалению, прошедшие годы были отмечены практически полным отсутствием морских экспедиционных исследований геолого-геофизического направления в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, и, соответственно, отсутствием новых экспериментальных данных. В то же время, были опубликованы работы (*Объяснительная записка ..., 2000; Вержбицкий и др., 2007 и др.*), в которых предлагались различные варианты палеогеодинамических реконструкций, но при этом отсутствовали детали, объясняющие принципиально важные особенности новейшей тектоники региона. В связи с этим, автор счел необходимым напомнить представленную ранее схему кайнозойской истории развития региона, поскольку она не потеряла своей актуальности.

### 3.2.1. Исходные положения

Предлагаемые реконструкции основаны на известных представлениях о кайнозойской кинематике литосферных плит в северной части Тихого океана, опубликованных в многочисленных работах по тектонике литосферных плит, в частности, в последней работе Л.П. Зоненшайна (*Зоненшайн, Кузьмин, 1993*). Для рассматриваемого региона объективная сложность палеогеодинамических реконструкций обусловлена длительным существованием по периферии северной части Тихого океана зон поглощения (субдукции), и практически полным исчезновением в этих зонах систем линейных магнитных аномалий, связанных с плитами Фараллон и Кула, непосредственно контактировавших с северотихоокеанской переходной зоной в верхнем мезозое - раннем кайнозое.

Для реконструкции движения литосферных плит Тихоокеанской, Кула и Фараллон была выбрана «абсолютная» система отсчета, т.е. положение этих плит определялось относительно Гавайской «горячей точки» (*Morgan, 1972; Кеннет, 1987; Ле Пишон и др., 1977*), при этом предполагалось, что Гавайская «горячая точка» в течении кайнозоя не испытывала значительных перемещений относительно полюсов Земли и нижней мантии. При реконструкции положения тихоокеанских окраин Северной Евразии и Северной Америки были использованы результаты расчетов положения этих окраин по данным (*Scotese et al., 1988*), а также сведения об относительных полюсах вращения литосферных плит (*Зоненшайн, Кузьмин, 1993*). При этом принимались осреднённые значения скоростей смещения плит за кайнозойское время. Так, например, средняя скорость кайнозойского смещения Охотского побережья Северной Евразии составила около 2 см/год в направлении ЮЮЗ, а для района Южной Аляски - около 4 см/год в направлении ЗЮЗ.

При палеогеодинамических реконструкциях за основу был принят ряд исходных положений, многие из которых, по сути, являются предположениями, или разделяются не всеми исследователями. Отметим наиболее важные из них.

1. В соответствии с работой (*Cooper et al., 1987*) предполагается, что выделенная в Алеутской котловине Берингова моря система мезозойских линейных магнитных аномалий М1-М13 принадлежит отсеченному участку плиты Кула и образована к западу от оси спрединга, разделявшей плиты Кула и Фараллон.

2. В позднем мелу - раннем кайнозое ось спрединга, разделявшая плиты Тихоокеанскую и Кула, судя по карте линейных магнитных аномалий (*Hilde et al., 1976*), состояла из двух участков, смещенных по трансформному разлому типа хребет-хребет (Императорскому разлому) на значительную, порядка 3000 км величину по правосторонней схеме. Напомним, что правосторонняя схема смещения осей спрединга соответствует левостороннему сдвигу по активной части трансформного разлома. Императорский разлом, по-видимому, состоял из трёх сегментов, разделённых небольшими зонами растяжения. Юго-восточный сегмент Императорского разлома проходил вдоль юго-западного склона и привершинной части возвышенности Обручева. При этом магнитные аномалии субширотного - ВСВ простирались, заключенные между привершинной частью возвышенности Обручева и Алеутским желобом относятся к «алеутской» системе линейных магнитных аномалий верхнемелового-раннекайнозойского возраста, образованных на плите Кула. В соответствие с этим, возраст этих магнитных аномалий должен уменьшаться в ЮВ направлении, в сторону палеооси спрединга, разделявшей плиты Тихоокеанская и Кула и проходившей несколько южнее возвышенности Детройт, а данные по скважине 192, соответственно, характеризуют строение и возраст участка плиты Кула, граничащего с Императорским разломом в окрестностях 30-32 магнитных аномалий. Северо-западный сегмент Императорского разлома трассируется Паратунской аномальной зоной, а центральный сегмент - менее выраженной аномальной зоной СЗ простираения напротив Шипунского п-ова. Предполагается, что Гавайская горячая точка «пересекла» зону Императорского разлома на границе мела и палеогена, т.е. около 65 млн. лет назад, в период магнитной аномалии №29, когда движения по этому разлому еще продолжались.

3. Автор разделяет точку зрения исследователей, в частности, авторов работы (*Очерки..., 1987*), считающих, что Курило-Камчатская островная дуга возникла достаточно давно и существовала, по крайней мере, на протяжении верхнего мезозоя и кайнозоя, а соответствующая ей зона верхнемезозойско-раннекайнозойского островодужного магматизма протягивалась от Малых Курил на юге до Корякских гор на севере и включала районы подводного хребта Витязь, шельфа и склона Южной Камчатки, хребтов Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч,

о-ва Карагинский и п-ова Говена. Предполагается также, что положение Курило-Камчатской зоны островодужного магматизма относительно структуры глубоководного желоба в кайнозой неоднократно менялось в соответствии с изменениями геодинамических условий субдукции (термодинамических свойств поглощаемой литосферы, относительной скорости и направления схождения литосферных плит). Курило-Камчатская островная дуга позднемезозойского времени не относилась к «примитивным» дугам типа Марианской, а скорее напоминала современную Японскую островную дугу, т.е. в её строении принимали участие блоки с консолидированной земной корой континентального или субконтинентального типа (обнажающиеся в районе Срединного массива, Хавывенской возвышенности, и, вероятно, скрытые под водами Охотского моря в центральной его части), которые были сформированы на предыдущих этапах геологической истории развития.

4. В верхнемеловое-раннекайнозойское время в окрестностях Курило-Камчатской существовали ещё две островные дуги, отделённые от неё окраинными бассейнами. Одна из них (Западно-Камчатская) располагалась западнее Курило-Камчатской и соответствовала Западно-Камчатско-Корякской зоне (Чехович и др., 1990). Вторая островная дуга (Ширшова-Бауэрс) включала Олюторскую зону, хребты Ширшова, Бауэрс и, вероятно, имела южный сегмент, соответствующий зоне Восточных полуостровов Камчатки. Эта островная дуга развивалась в позднем мезозое - раннем кайнозое, но отдельные её участки (южная часть хребта Ширшова и, вероятно, хребет Бауэрс) проявляли активность и в более позднее время, о чем свидетельствуют островодужные магматические породы с абсолютным возрастом 16.8 млн. лет, драгированные в южной части хребта Ширшова (Scholl et al., 1975). Предполагается, что дуга Ширшова-Бауэрс ограничивалась с юга Императорским разломом.

5. В соответствии с работами (Шмидт, 1978; Цветков, 1990 и др.) предполагается, что наиболее ранние проявления островодужного магматизма в Командорском сегменте и сегменте острова Адак относятся к среднему эоцену и соответствуют времени заложения центрального сектора Алеутской островной дуги (около 50 млн. лет назад). Блок Командорских о-вов в это время являлся крайним западным звеном центрального сектора Алеутской дуги.

### 3.2.2. Палеогеодинамические реконструкции

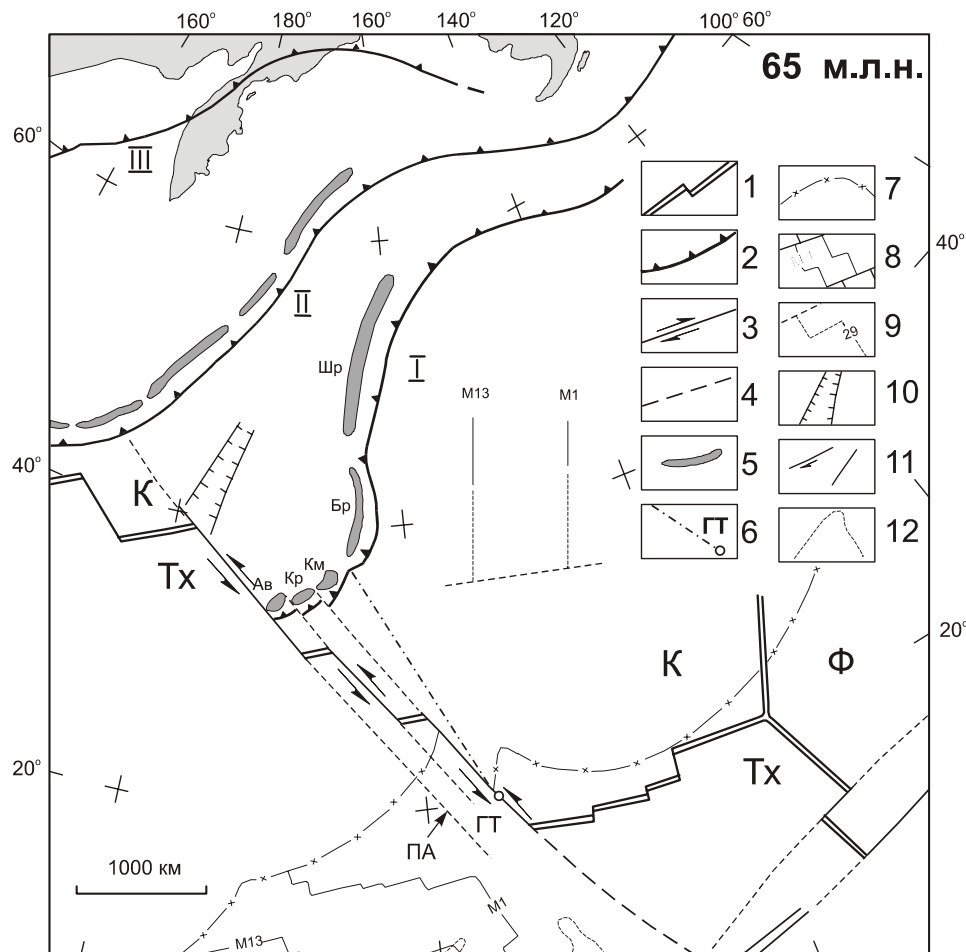
Палеогеодинамические реконструкции, как правило, выполняются в «обратной» временной последовательности, т.е. история развития геологических событий и соответствующих им геодинамических условий последовательно восстанавливается от настоящего времени вглубь предшествующих геологических эпох. Однако результаты этих реконструкций, т.е. историю развития региона, безусловно, удобнее рассматривать в обычной последовательности, которой мы и будем придерживаться.

На рис.3.1-3.7 представлены результаты палеогеодинамических реконструкций кайнозойской истории развития основных структур Камчатско-Командорского региона, выполненные в соответствии с рассмотренными выше исходными положениями для семи временных рубежей кайнозоя: границы верхнего мела и палеоцена (65 млн.л.н.), границы палеоцена и эоцена (55 млн.л.н.), границы эоцена и олигоцена (40 млн.л.н.), нижнего миоцена (20 млн.л.н.), верхнего миоцена (6 млн.л.н.), верхнего плиоцена (1.8 млн.л.н.) и верхнего плейстоцена – голоцена (50 тыс.л.н.).

На рис.3.1 представлена палеогеодинамическая схема региона, соответствующая первому из перечисленных временных рубежей, т.е. характеризующая палеогеодинамические условия конца верхнего мела - начала палеоцена.

В это время еще существовала и развивалась дивергентная граница литосферных плит Тихоокеанская-Кула-Фараллон, и «точка тройного сочленения» этих плит находилась сравнительно недалеко от островодужных систем северо-западной части Тихого океана. Более того, западный участок оси спрединга, разделявшей плиты Тихоокеанская и Кула был значительно смещен по Императорскому разлому на северо-запад, и спрединговые хребты располагались в непосредственной близости от южной части Курило-Камчатской островной дуги. Императорский разлом, по-видимому, был сегментирован небольшими центрами спрединга и развивался в достаточно широкой зоне (первые сотни километров).

Обозначения для рис. 3.1-3.7:



**Рис. 3.1.** Палеогеодинамическая схема региона для конца верхнего мела - начала палеоцена (период магнитной аномалии №29).

- 1-4 - границы литосферных плит:  
 1 - дивергентные (оси спрединга),  
 2 - конвергентные (зоны субдукции),  
 3 - активные,  
 4 - неактивные участки трансформных границ;  
 5 - островодужные блоки;  
 6 - Гавайская "горячая точка" и её "след" на плитах Тихоокеанской и Кула;  
 7 - граница сохранившегося участка литосферных плит северной части Тихого океана;  
 8-9 - оси линейных магнитных аномалий и линии их трансформных смещений: установленные (8) и предполагаемые (9);  
 10 - зоны растяжения;  
 11 - крупные разломы;  
 12 - современные очертания некоторых крупнейших морфоструктур.

Римскими цифрами обозначены островные дуги:

I - Ширишова-Бауэрс, II - Курило-Камчатская, III - Западно-Камчатская.

Буквенные обозначения:

Тх, К, Ф - литосферные плиты Тихоокеанская, Кула и Фараллон;

ГТ - Гавайская "горячая точка", ПА - Паратунская аномальная зона.

Названия островодужных блоков:

Шр - хребта Ширишова,

Бр - хребта Бауэрс,

Км - п-ова Камчатский,

Кр - Кроноцкий,

Ав - Авачинский,

Кмд - Командорский,

Крг - Карагинско-Говенский,

ВК - Восточно-Камчатский,

Вт - подводного хребта Витязь.

Крупные морфоструктуры:

Хс, Шт, Об - возвышенности Хесса, Шатского и Обручева;

Кур - Курильская котловина;

ПА - Паратунская аномальная зона.



Замыкание островной дуги Ширшова-Бауэрс на активный (левосторонний) участок Императорского трансформного разлома обуславливало правосторонние сдвиговые смещения на западном («неактивном») окончании этого разлома и сопровождалось развитием бассейнов растяжения к северу от Императорского разлома, в непосредственной близости от северного участка Курило-Камчатской дуги. Таким образом, уже в позднем мелу - раннем палеогене Курило-Камчатская островная дуга была разделена на северную и южную части, различающиеся по геодинамическому режиму: на юге под островной дугой поглощалась молодая океаническая литосфера, а на севере - активизированная литосфера окраинного моря. Соответствующая зона поперечных дислокаций, обусловленная зоной Императорского разлома, постепенно смещалась вдоль дуги в северном направлении. Поглощение в Курило-Камчатской зоне субдукции молодой (на юге) и «активизированной» (на севере) литосферы должно было сопровождаться развитием орогенических движений в островной дуге и сокращением площади окраинного бассейна, разделявшего Курило-Камчатскую и Западно-Камчатскую островные дуги, т.е. их сближением. Это время соответствует позднемезозойско-раннекайнозойской фазе складчатости на Камчатке.

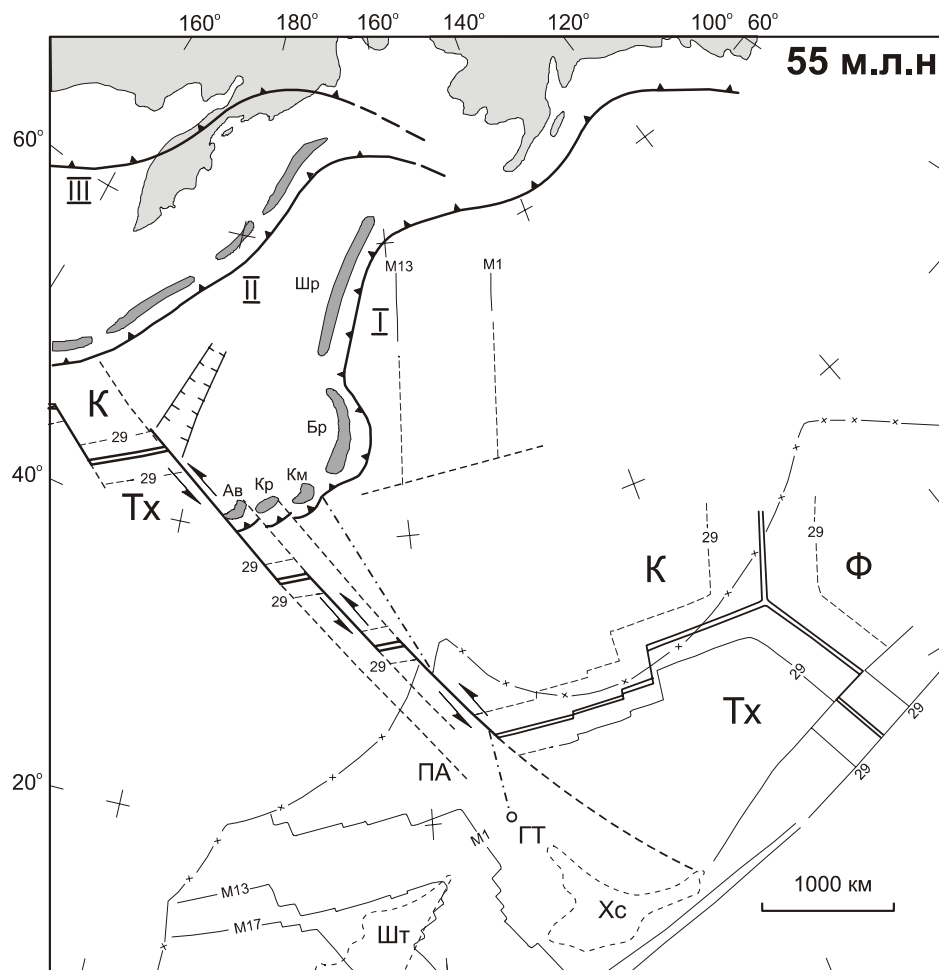
К рубежу верхнего мела и палеогена относится ещё одно событие: «переход» Гавайской горячей точки с плиты Кула на Тихоокеанскую плиту и начало формирования Императорского хребта. Направление и скорость движения плит Кула и Тихоокеанской относительно Гавайской горячей точки существенно различались. Вследствие этого, верхнемеловой «след» горячей точки на плите Кула не соответствовал меридиональному простиранию (характерному для Императорского хребта), а существенно отклонялся к западу и следовал под острым углом к Императорскому разлому, «отсекая» южный сегмент островной дуги Ширшова-Бауэрс. Скорость движения плиты Кула над Гавайской горячей точкой значительно превышала скорость движения Тихоокеанской плиты. Соответственно, и масштабы проявления внутриплитового магматизма здесь были заметно слабее, чем в Гавайско-Императорском хребте. Кроме того, пространственная близость магматических очагов Гавайской горячей точки к магматическим очагам срединно-океанического хребта в конце верхнего мела, по-видимому, должна была отразиться на составе и геохимических особенностях магматических пород этого возраста (наличие «щелочной» составляющей в толеитовых базальтах возвышенности Обручева).

Геодинамический режим островной дуги Ширшова-Бауэрс определялся характером её взаимодействия с плитой Кула, и, с учетом очень высокой скорости движения этой плиты в СЗ направлении, должен был характеризоваться проявлением орогенических движений и сокращением площади окраинного моря в тылу этой островной дуги. Сокращение площади окраинного моря, по-видимому, происходило неравномерно, т.к. в его южной части, к северу от западного окончания Императорского разлома, продолжалось формирование бассейнов растяжения, а в непосредственной близости от сегмента Восточных полуостровов развивались спрединговые процессы. Это вело к относительному выдвиганию сегмента хребта Бауэрс в восточном направлении. Субдукция под южную часть дуги подводного хребта, соответствующего верхнемеловому «следу горячей точки», сопровождалась дополнительным осложнением её очертаний. Таким образом, уже в конце верхнего мела - начале палеоцена происходила сегментация островной дуги Ширшова-Бауэрс на отдельные участки (островодужные блоки хребта Ширшова, хребта Бауэрс и Восточных полуостровов).

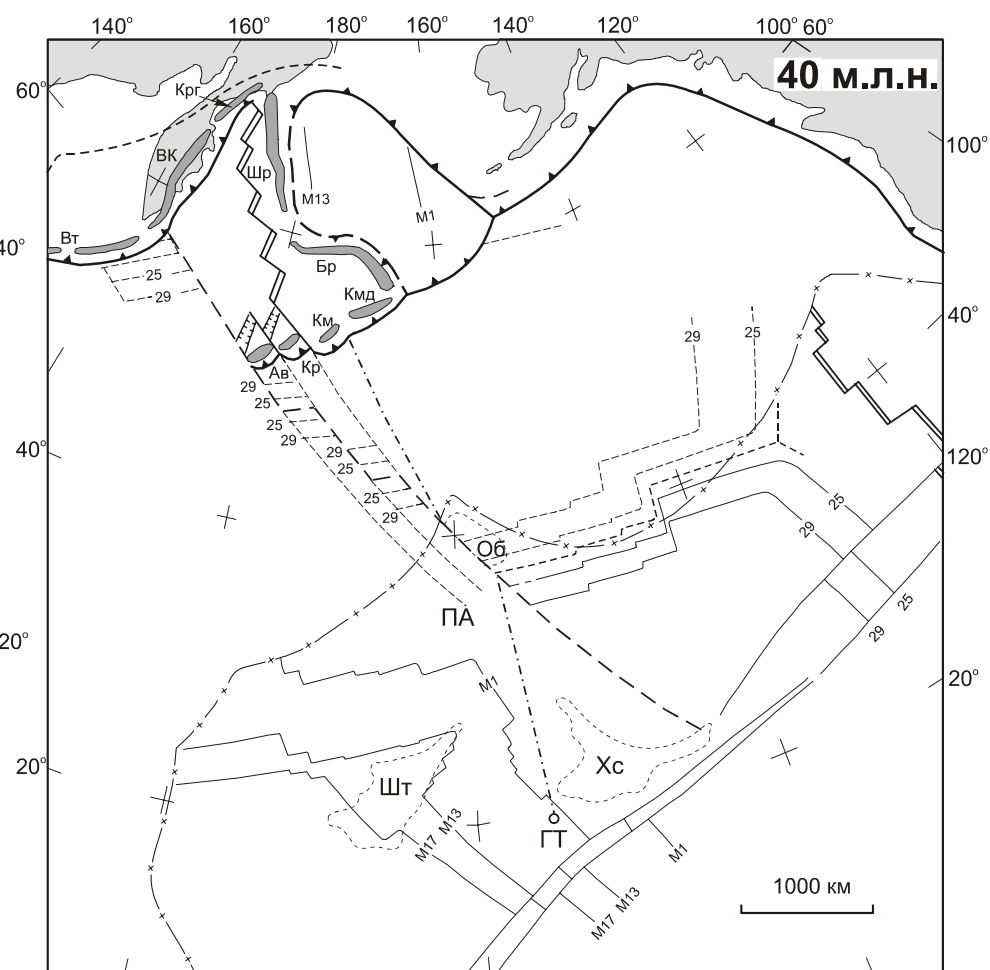
К концу палеоцена (рис.3.2) размеры окраинных морей заметно сократились, а на севере, в районе современного шельфа Аляски произошло их замыкание, сопровождавшееся развитием коллизионных процессов и формированием аккреционных комплексов. В это время ещё продолжались движения по Императорскому разлому, что привело к разрыву и левостороннему смещению «следа горячей точки» на плите Кула относительно северного окончания Императорского хребта.

В начале эоцена (в период магнитных аномалий №23-24) произошло весьма важное для истории развития всего региона событие: началась перестройка дивергентных границ литосферных плит, и система срединно-океанических хребтов, разделявших плиты Тихоокеанскую и Кула, прекратила своё существование. Это привело к прекращению движений по Императорскому разлому, затуханию магматизма в островной дуге Ширшова-Бауэрс и относительному ослаблению орогенных условий в пределах Курило-Камчатской островной дуги.

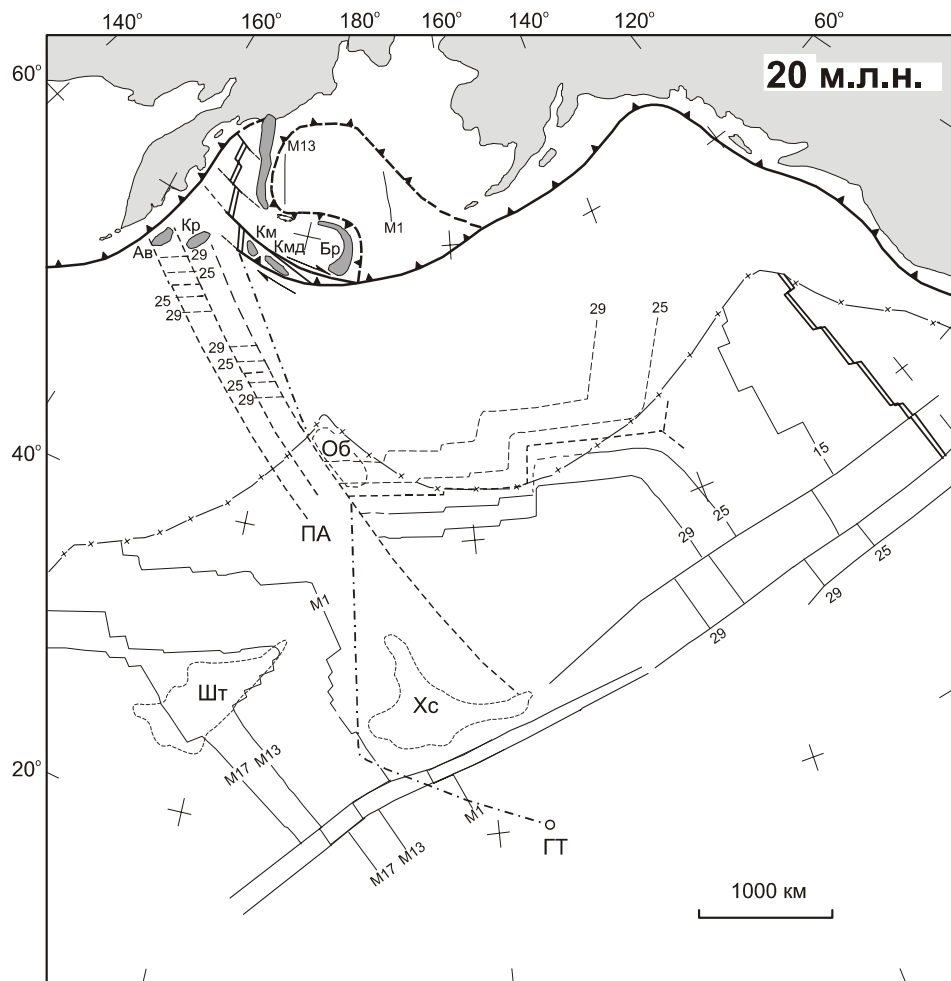
Однако в Курило-Камчатской зоне субдукции по-прежнему поглощалась молодая,



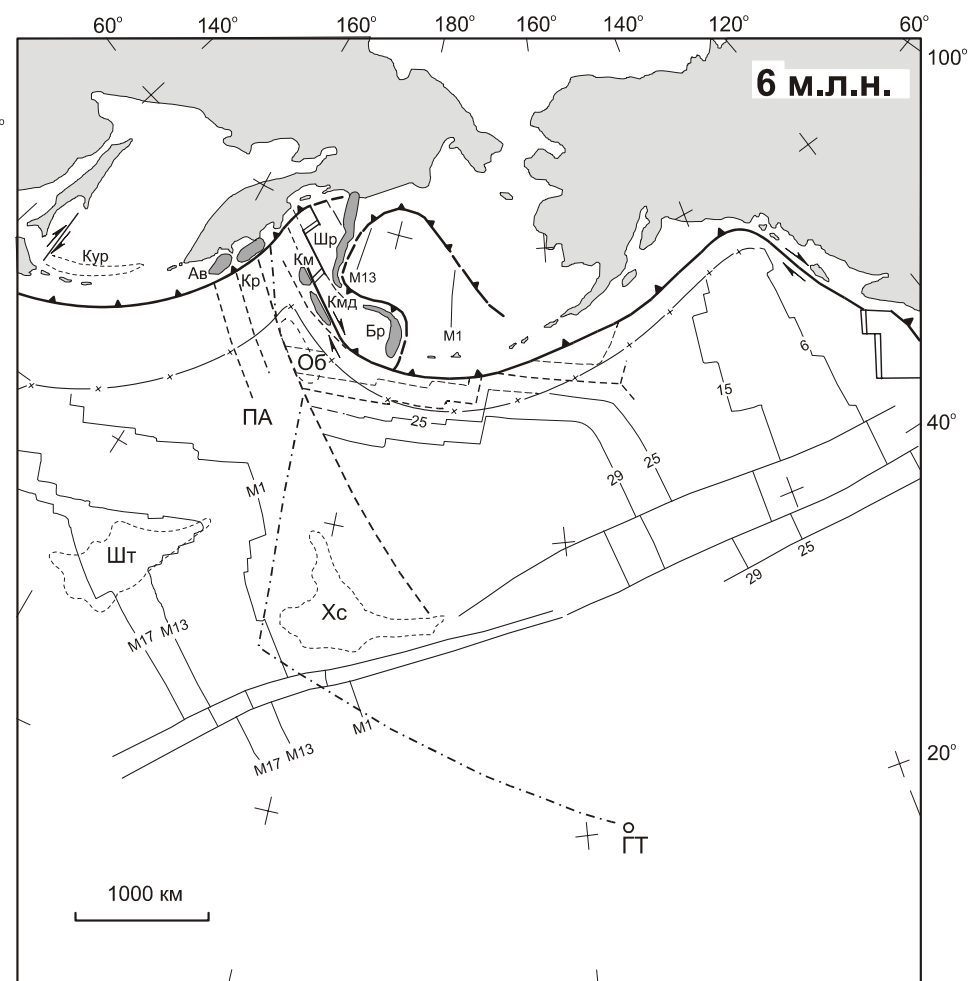
**Рис.3.2.** Палеогеодинамическая схема региона для конца палеоцена - начала эоцена (период магнитной аномалии №25). Условные обозначения и наименования приведены на рис.3.1.



**Рис.3.3.** Палеогеодинамическая схема региона для конца эоцена - начала олигоцена (период магнитной аномалии №15). Условные обозначения и наименования приведены на рис. 3.1.



**Рис.3.4.** Палеогеодинамическая схема региона для нижнего миоцена (период магнитной аномалии №6). Условные обозначения и наименования приведены на рис.3.1.



**Рис.3.5.** Палеогеодинамическая схема региона для верхнего миоцена (период магнитной аномалии №3а). Условные обозначения и наименования приведены на рис.3.1.

не успевшая остыть литосфера. Поэтому продолжалось замыкание окраинного бассейна в тылу Курило-Камчатской дуги, которое завершилось, по-видимому, в среднем эоцене и сопровождалось очередной вспышкой орогенных движений, обусловленных развитием коллизионных процессов в Западно-Камчатской зоне субдукции. Коллизионные процессы привели к «отмиранию» Западно-Камчатской зоны субдукции и «затуханию» связанных с ней проявлений островодужного магматизма.

В эоцене получил развитие коллизионный процесс в северной части Курило-Камчатской зоны субдукции, обусловленный её взаимодействием с субмеридионально ориентированным (по направлению субдукции) участком «погасшей» островной дуги Ширшова-Бауэрс. Этот коллизионный процесс, начавшийся, вероятно, еще в палеоцене, сопровождался формированием аккреционных комплексов в Олюторской зоне. Это коллизионное событие, по-видимому, явилось главной причиной перестройки границ литосферных плит в северной части Тихого океана. В процессе этой перестройки были активизированы многие литосферные структуры региона, в том числе зона Императорского разлома, трансформные разломы плит Тихоокеанская и Кула, фрагменты островной дуги Ширшова-Бауэрс, включая сегмент Восточных полуостровов Камчатки.

Одним из главных результатов этой перестройки стало заложение в среднем эоцене (около 50 млн. лет назад) центрального сектора Алеутской островной дуги, который соединил уже существовавший её восточный сектор с южной частью дуги Ширшова-Бауэрс, в районе сегмента Восточных полуостровов.

Заложение нового участка зоны субдукции (центрального сектора Алеутской дуги) не могло произойти на «пустом месте». По-видимому, его развитие происходило унаследовано и контролировалось одним из древних трансформных разломов плиты Кула, которые имели здесь субширотное простирание. Западным звеном вновь образованного центрального сектора Алеутской дуги в это время являлся её Командорский участок, наложенный, вероятно, на южное окончание хребта Бауэрс.

Формирование центрального сектора Алеутской островной дуги сопровождалось дальнейшим обособлением дуги Бауэрс, её выдвиганием в северном направлении, и, по-видимому, активизацией субдукционного магматизма в этой островной дуге и сегменте Восточных полуостровов.

Геодинамические последствия «олюторской коллизии» не исчерпывались заложением центрального сектора Алеутской дуги. Вдоль тыловых структур островодужного блока хребта Ширшова в это же время развивалась меридионально ориентированная правосторонняя зона сдвиговых дислокаций, соединившая западное окончание вновь образованного центрального сектора Алеутской дуги с северным окончанием Курило-Камчатской зоны субдукции (западнее района «олюторской» коллизии). Начальный этап развития этой зоны сдвиговых дислокаций должен был привести к заложению крупных структур растяжения СВ простирания (типа спрединговых хребтов или продвигающихся рифтов) и активизации тектономагматических процессов западнее хребтов Ширшова и Бауэрс.

Геодинамическая обстановка, сложившаяся к концу эоцена - началу олигоцена, отражена на палеогеодинамической схеме этого периода (рис.3.3). Этот временной рубеж был отмечен событием, имевшим весьма важное значение для кайнозойской истории развития региона. В конце эоцена - начале олигоцена направление движения Тихоокеанской плиты изменилось с северного на северо-западное. Вследствие этого, верхнеэоценовая зона сдвиговых дислокаций, соединявшая окончания Курило-Камчатской и Алеутской дуг, была «переориентирована», и с этого времени стала развиваться в северо-западном направлении, т.е. в направлении Камчатки. Таким образом, начался длительный процесс формирования западного сектора Алеутской дуги.

Смена направления движения Тихоокеанской плиты существенно изменила геодинамические условия в камчатской зоне субдукции. Во-первых, характерная для эоцена косая левосторонняя субдукция, сменилась фронтальной. Во-вторых, в олигоцене в камчатской зоне субдукции начала поглощаться молодая литосфера, образованная в спрединговых хребтах упомянутой выше правосторонней сдвиговой зоны. Это привело к выполаживанию камчатской зоны субдукции и соответствующему смещению зоны островодужного магматизма в западном направлении, в район Срединного хребта (предшествующая ей, эоценовая зона островодужного магматизма находилась, вероятнее всего, восточнее верхнемеловой - палеоценовой зоны).

Начавшееся в олигоцене формирование широкой правосторонней сдвиговой зоны СВ простирания между центральным сектором Алеутской дуги и Камчаткой, сопровождалось по-

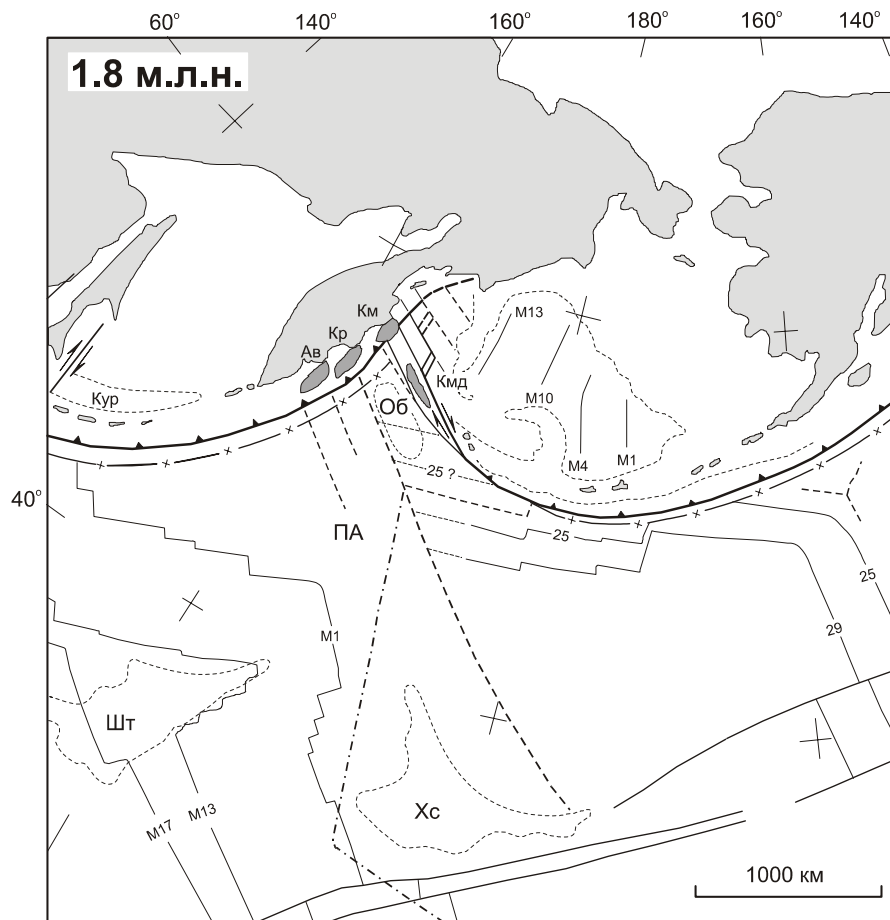
степенным развитием в этой зоне протяженных правосторонних сдвигов, обусловивших относительное правостороннее смещение фрагментов сегмента Восточных полуостровов и крайнего западного звена центрального сектора Алеутской дуги - Командорского блока (рис.3.4). В миоцене южные фрагменты сегмента Восточных полуостровов (островодужные блоки Авачинский и Кроноцкий) должны были вплотную приблизиться к камчатской зоне субдукции и, по-видимому, к верхнему миоцену (рис.3.5) произошло их последовательное включение в состав аккреционных комплексов континентального склона Восточной Камчатки. При этом, по-видимому, произошло пространственное совмещение раннекайнозойского вулканического пояса Курило-Камчатской островной дуги и упомянутых островодужных блоков сегмента Восточных полуостровов. Эти коллизионные события соответствовали, вероятно, наиболее крупным эпизодам миоценовых орогенических движений на Камчатке, в том числе - верхнемиоценовой орогении.

Необходимо отметить, что аккреция островодужных блоков сегмента Восточных полуостровов не сопровождалась заложением новой зоны субдукции, как считают некоторые авторы, поскольку процессы аккреции сравнительно небольших островодужных блоков, ориентированных вдоль дуги, затрагивают лишь верхний ярус литосферы и не приводят к образованию новых границ литосферных плит (Лобковский, 1988). При этом процесс «причленения» островодужных блоков должен был привести к временному смещению морфологической оси глубоководного желоба и активизации процессов надвигообразования в верхней (коровой) части зоны субдукции.

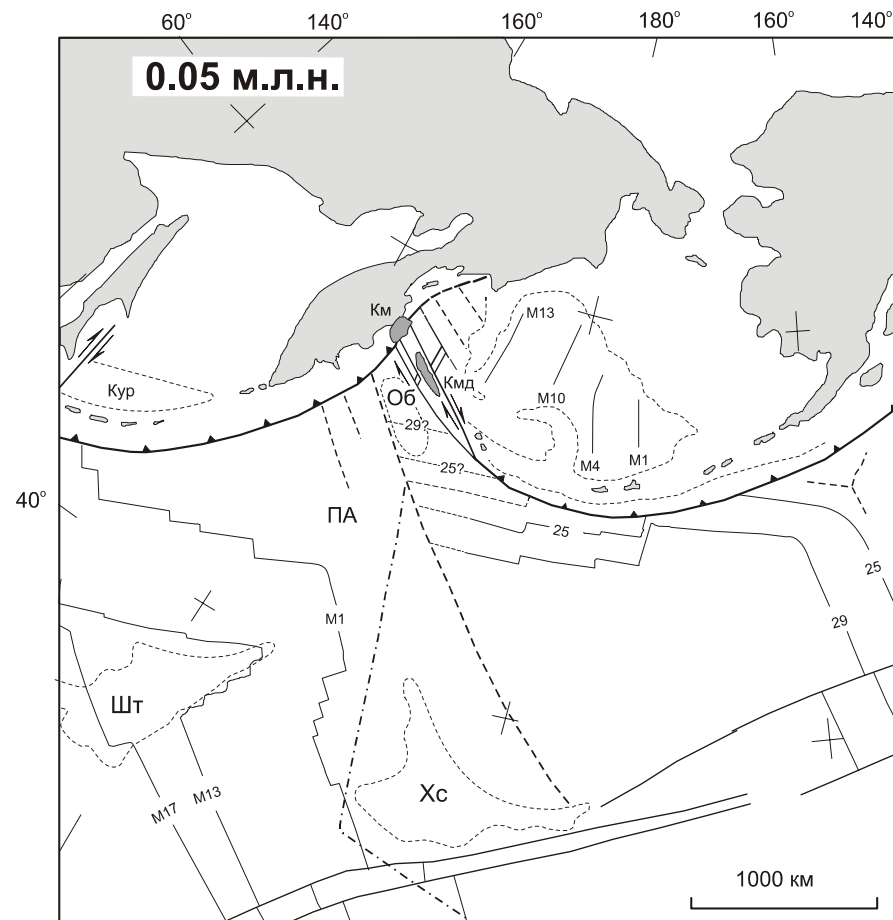
После включения в состав аккреционных комплексов Камчатки Авачинского и Кроноцкого островодужных блоков, в камчатскую зону субдукции начали погружаться более древние и «холодные» участки Тихоокеанской литосферной плиты. Это неизбежно вело к изменению геодинамического режима в зоне субдукции: постепенному увеличению ее угла наклона, соответствующему смещению зоны островодужного магматизма в западном направлении, в район современного Восточного вулканического пояса Камчатки, а позднее – к развитию деструктивных процессов в тыловой части островной дуги и крупномасштабным погружениям в пределах шельфа и континентального склона Восточной Камчатки.

В миоцене в пределах западно-алеутской зоны правосторонних сдвиговых дислокаций формируются магистральные сдвиги СЗ простирания, соединившие Алеутскую островную дугу с Курило-Камчатской, т.е., по сути, на протяжении миоцена формируется северо-западная граница Тихоокеанской плиты. Формирование этой границы сопровождалось постепенной локализацией сдвиговой зоны в окрестностях магистральных структур северо-западного простирания в Командорской котловине (разломы Гамма, Альфа и Беринга). В верхнем миоцене северо-западная граница Тихоокеанской плиты проходила по упомянутым разломам и разделявшим их центрам спрединга. Активная граница литосферных плит по Алеутскому желобу в это время еще отсутствовала, и последний островодужный фрагмент сегмента Восточных полуостровов (п-в Камчатского Мыса) вместе с Командорским блоком Алеутской дуги и Тихоокеанской плитой стремительно продвигались в сторону Камчатки. Это сопровождалось, по-видимому, косой пологой субдукцией Тихоокеанской плиты под южную часть Командорской котловины и проявлениями здесь островодужного магматизма (в районе подводного вулкана Пийпа). Несколько раньше, по-видимому, в среднем миоцене, в результате обдукции блоков фундамента котловины Бауэрс на Тихоокеанскую плиту по восточному участку разлома Креста, был сформирован сегмент островов Ближние.

В конце плиоцена (рис.3.6) островодужный блок полуострова Камчатский вплотную приблизился к камчатской зоне субдукции и вошел в состав аккреционного комплекса Восточной Камчатки. Это коллизионное событие, вероятно, соответствовало последнему, плиоцен-четвертичному эпизоду орогенических движений на Камчатке. Оно привело к постепенному ослаблению в четвертичное время движений по разломам Альфа и Беринга и активизации правосторонних сдвиговых смещений по разлому Стеллера и западному сектору Алеутского желоба (рис.3.7).



**Рис.3.6.** Палеогеодинамическая схема региона для конца плиоцена (период магнитной аномалии №2, палеомагнитная эпоха Олдувей). Условные обозначения и наименования приведены на рис. 3.1.



**Рис.3.7.** Геодинамическая схема региона для верхнего плейстоцена - голоцена (последние 50 тыс. лет). Условные обозначения и наименования приведены на рис. 3.1.

### 3.2.3. О направленности геодинамических процессов в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг

В предыдущих разделах были рассмотрены основные особенности новейшего этапа тектонического развития зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, их геодинамическая сущность и возможная история развития региона в кайнозое. Здесь мы попытаемся на основе этих представлений в краткой форме ответить на вопрос о направленности геодинамических процессов в рассматриваемом регионе и роли новейшего этапа в кайнозойской истории его развития.

Молнар и Атуотер (*Molnar, Atwater, 1978*) показали, что субдукция океанской литосферы с возрастом более 40-50 млн. лет сопровождается деструктивными процессами в тылу островных дуг, т.е. формированием бассейнов растяжения в тыловой зоне, их разрастанием, и выдвиганием островодужных блоков вместе с зоной субдукции в сторону океана. При субдукции более молодой литосферы такие процессы не происходят. Это положение в значительной мере подтверждается известной корреляцией возраста Тихоокеанской литосферной плиты вдоль Азиатской переходной зоны (от юрского в районе Марианской дуги до верхнемелового в районе Камчатки) с масштабами деструктивных процессов в тыловой зоне и шириной задуговых бассейнов (впадины Филиппинского, Японского морей, Курильская котловина). Всё же Камчатка выпадает из этой закономерности. Судя по тенденциям в изменении возраста магнитных аномалий на прилегающем участке Тихоокеанской плиты, уже около 20 млн. лет под Камчатку должна поглощаться тихоокеанская литосфера с возрастом, достаточным для развития активных деструктивных процессов в тыловой зоне. Однако эти процессы проявились здесь лишь в новейшее, плиоцен-четвертичное время. В данной работе причина этого явления связывается с развитием западного участка Алеутской дуги, в процессе которого Тихоокеанская литосферная плита к востоку от Камчатки была существенно «омоложена» тектономагматическими процессами в широкой зоне сдвиговых дислокаций. Однако, с заложением магистральных структур западного сектора Алеутской дуги, крупномасштабные проявления тектономагматической активности к востоку от Камчатки прекратились. Следы этих событий сохранились лишь в Командорской котловине. Южнее западного сектора Алеутской дуги участки «омоложенной» литосферы успели полностью поглотиться в камчатской зоне субдукции еще в верхнем миоцене - раннем плиоцене. Таким образом, исчезла главная причина, которая препятствовала проявлению на Камчатке деструктивных процессов и превращению её в «классическую» островную дугу, подобную Курильской.

Анализируя строение и тепловой поток прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты, можно сделать заключение о том, что к югу от возвышенности Обручева отсутствуют структурные и геотермические неоднородности, способные воспрепятствовать в ближайшие несколько миллионов лет прогрессирующему проявлению деструктивных процессов, и развитию южной половины Камчатки (южнее структуры Кроноцкого п-ова) по «курильскому сценарию». Ближайшей такой неоднородностью является Императорский хребет, северное окончание которого находится на расстоянии около 400 км от камчатской зоны субдукции, т.е. при существующей кинематике движения литосферных плит, эта структура начнёт взаимодействовать с камчатской зоной субдукции не ранее чем через 5-6 млн. лет.

Для северного окончания Курило-Камчатской дуги картина несколько иная. Здесь структурные и геотермические неоднородности Тихоокеанской литосферной плиты находятся в непосредственной близости от камчатской зоны субдукции и, по-видимому, уже оказывают влияние на её геодинамический режим. Это, прежде всего, возвышенность Обручева, структурно-геоморфологические и геотермические особенности которой обусловлены, по-видимому, развитием здесь северо-западного окончания зоны Императорского разлома.

Учитывая отмеченную латеральную неоднородность Тихоокеанской литосферной плиты к востоку от Камчатки, можно полагать, что различие геодинамических режимов в северном и южном сегментах камчатской зоны субдукции в ближайшие несколько миллионов лет сохранится, и тенденция к формированию поперечной зоны дислокаций в районе Кроноцкого полуострова получит своё дальнейшее развитие.

Коллизионное взаимодействие структур Алеутской островной дуги с камчатской зоной субдукции в районе п-ва Камчатского Мыса привело к развитию в четвертичное время правосторонней сдвиговой зоны по западному участку Алеутского желоба. Учитывая ортогональную ориентацию западного сектора Алеутской дуги по отношению к камчатской зоне субдукции,

их коллизионное взаимодействие будет продолжаться до окончательного формирования магистральной трансформной границы литосферных плит в районе западного участка Алеутского желоба. При этом, необходимо отметить, что в пределах Алеутской островной дуги реализуется постепенный переход конвергентной границы литосферных плит (восточный и центральный секторы дуги) в трансформную (западный сектор дуги). Такой переход связан с формированием литосферного разрыва, который должен постоянно обновляться по мере субдукции Тихоокеанской литосферной плиты. Судя по геометрическим параметрам Алеутской дуги, положению современных вулканов и распределению сейсмичности в ее пределах, формирование этого литосферного разрыва происходит на тихоокеанской плите в районе сектора островной дуги, включающей острова Ближние и Крысьи. По-видимому, именно процесс формирования литосферного разрыва восточнее Командорского блока Алеутского хребта, требующий колоссальных тектонических напряжений, оказывает и будет оказывать существенное влияние на геодинамический режим западного сектора Алеутской дуги и Командорской котловины, в том числе будет определять тектоническую активность и сейсмичность структур южного и западного обрамления Командорской котловины.

### **3.3. О РОЛИ ГЛУБИННОЙ ГИДРАТАЦИИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ГЕОДИНАМИКЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

Долгое время, после разработки основных положений тектоники литосферных плит, среди исследователей бытовали представления о том, что физико-химические свойства океанской литосферы, влияющие на геодинамику и магматизм островных дуг, формируются на ранних этапах её развития вблизи спрединговых хребтов. Дальнейшее же развитие океанской литосферной плиты, вплоть до её поглощения в зоне субдукции, состоит лишь в накоплении слоя осадков и постепенном наращивании мощности литосферы по мере остывания (*Кеннет, 1987; Сорохтин, 1974 и др.*). При этом считалось, что зоны регионального метаморфизма в океанской литосфере формируются в первые миллионы лет после её образования и охватывают, в основном, лишь верхнюю часть второго океанического слоя, сложенную пористыми базальтами. Именно с этой поверхностной зоной метаморфизма связывалось проникновение воды в зоны субдукции на глубины более 100 км и возникновение островодужного магматизма.

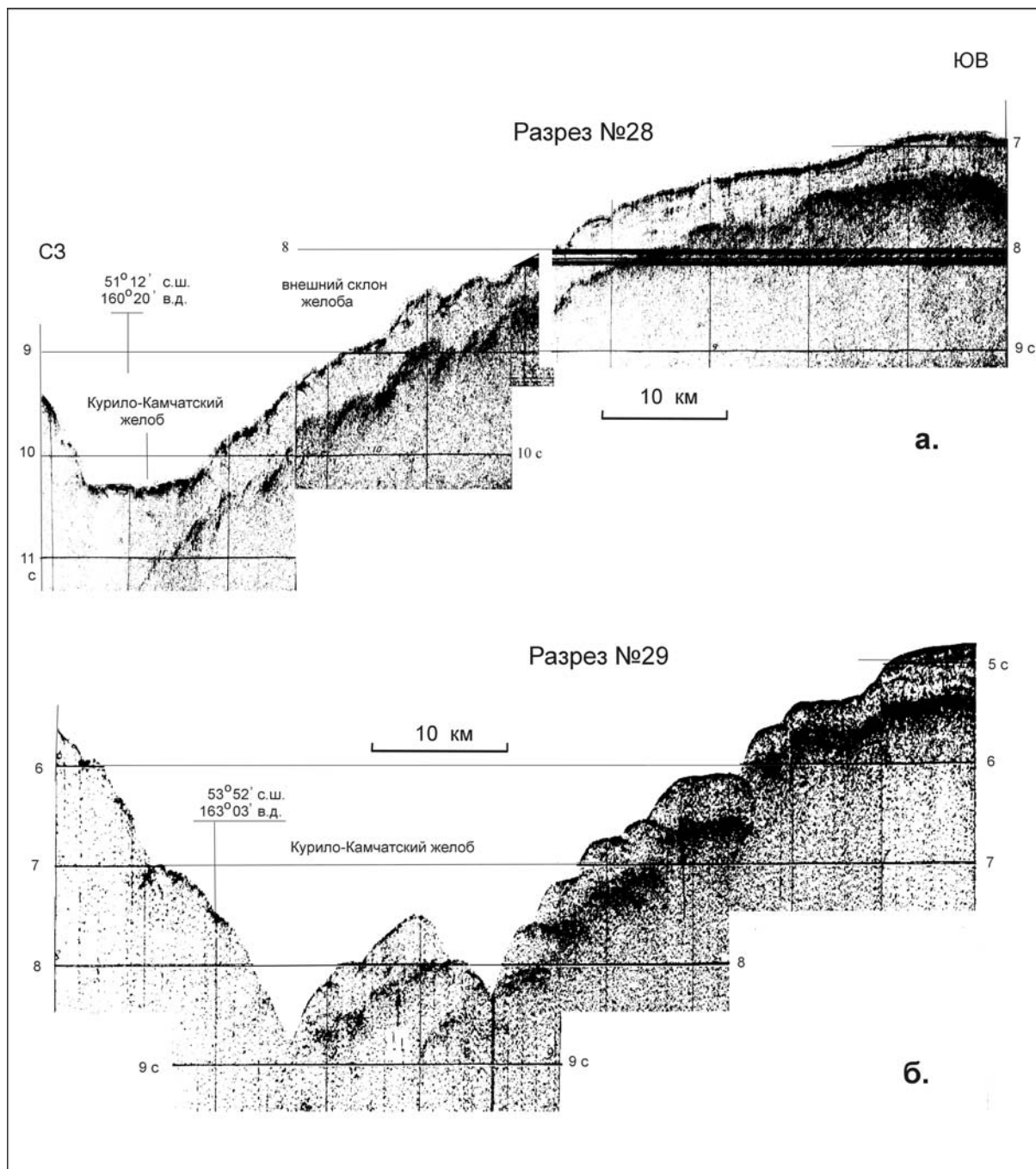
По-видимому, это положение должно быть в значительной степени пересмотрено. К настоящему времени опубликовано достаточно большое количество экспериментальных и теоретических работ, на основании которых можно констатировать: непосредственно перед погружением в зону субдукции литосферная плита испытывает глубокие физико-химические изменения, существенно влияющие на структуру сейсмофокальной зоны и островодужный магматизм. Эти физико-химические изменения обусловлены процессами глубинной гидратации - проникновением морской воды на большие глубины и её взаимодействием с породами верхней мантии. В данной работе сделана попытка объяснить некоторые аномальные геодинамические характеристики северного участка Курило-Камчатской островной дуги на основе представлений о глубинной гидратации океанской литосферы и данных о строении прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

#### **3.3.1. О двух типах внешнего склона глубоководного желоба и процессах глубинной гидратации океанской литосферы**

Еще на ранних этапах изучения глубоководных желобов было подмечено, что их внешние склоны осложнены ступенями различных форм и размеров. О природе этих ступеней среди исследователей нет единого мнения. Одни из них считают эти ступени сбросами и, соответственно, рассматривают в качестве свидетельства обстановки растяжения в глубоководных желобах (*Гнибиденко и др., 1980*). Другие – напротив, относят эти структуры к взбросам, свидетельствующим о горизонтальном сжатии вкrest желоба (*Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Зоненшайн, Савостин, 1979*).

Такие различия в представлениях о природе ступеней внешнего склона желоба в значительной мере обусловлены тем, что в глубоководных желобах, в том числе и в Курило-Камчатском, объективно существуют два типа внешнего склона (рис.3.8а,б).



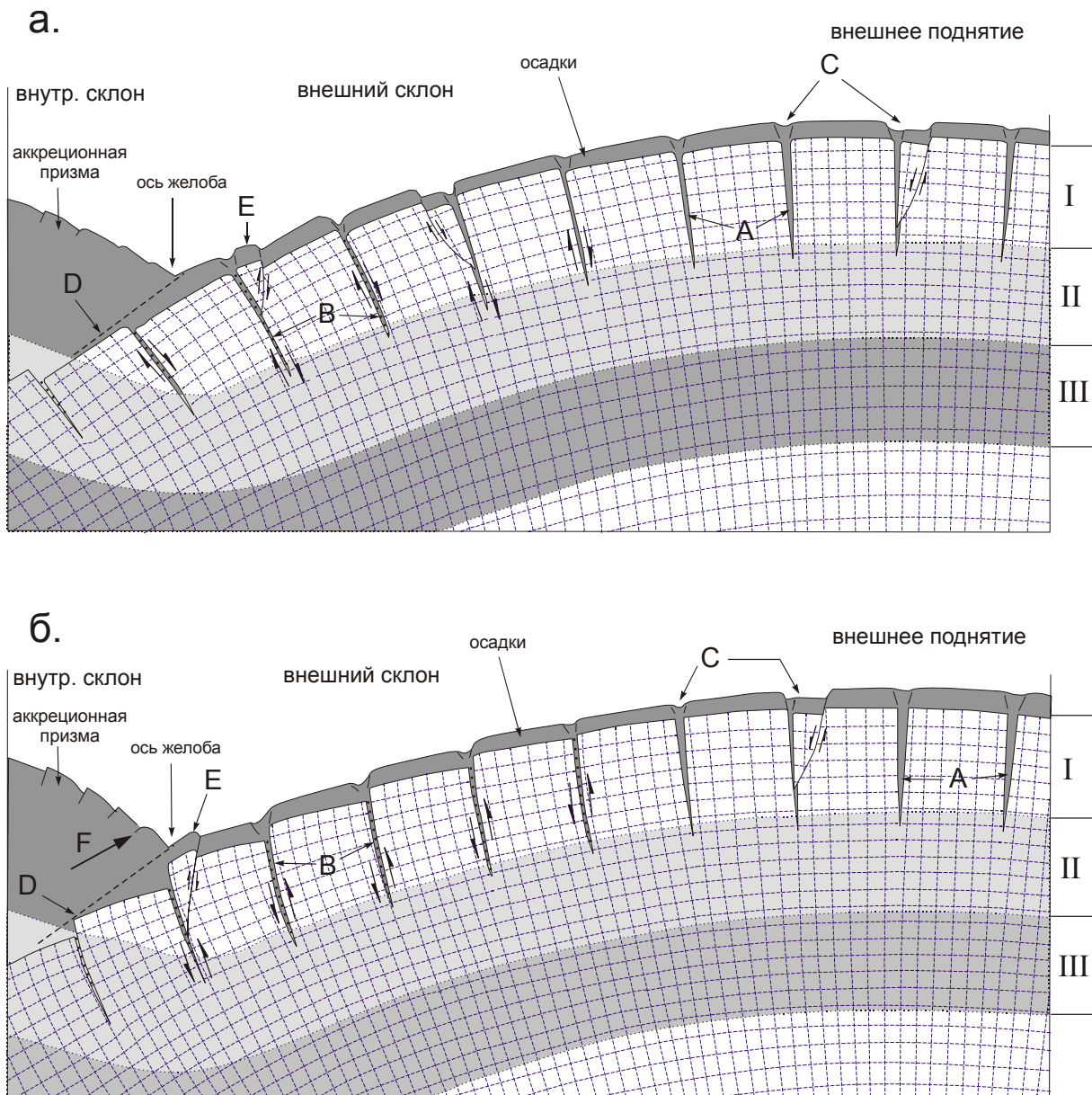


**Рис. 3.8.** Два типа внешнего склона Курило-Камчатского желоба по сейсмоакустическим данным.

Иллюстрация «обратных» (а) и «нормальных» (б) ступеней внешнего склона желоба. Разрезы получены в 14 (а) и 2 (б) рейсах НИС «Вулканолог». Положение разрезов (а) и (б) показано на рис.1.8 (соответственно, разрезы 28 и 29).

Первый тип (рис.3.8 а) характеризуется развитием «обратных» ступеней, обращённых уступами вверх по склону, и действительно напоминает последовательность взбросовых структур. Такой тип внешнего склона распространён на большей части Курило-Камчатского желоба.

Второй тип склона (рис.3.8 б) характеризуется последовательностью «нормальных» ступеней, т.е. ступеней, уступы которых обращены к желобу и напоминают систему нормальных сбросов. Такие склоны наблюдаются, как правило, лишь там, где океанская плита осложнена крупными подводными поднятиями или имеет незначительный возраст (первые десятки млн. лет). В частности, приведённый на рис.3.8б сейсмоакустический разрез, пересекает Курило-Камчатский желоб в месте его сочленения с западным склоном возвышенности Обручева. Уча-



**Рис.3.9.** Принципиальная схема формирования «обратных» (а) и «нормальных» (б) ступеней внешнего склона глубоководного желоба.

Буквенные обозначения: А - раздвиги внешнего поднятия с осадочным заполнением; В - меланж; С - зоны проседания над раздвигами и грабенами; Е - взбросовые поднятия; D - поверхность срыва; F - сила сопротивления погружающейся литосферной плите. В правой части рисунка римскими цифрами обозначены зоны разрушения литосферы: I - зона магистральных разрывов, II - зона трещиноватости, III - зона раскрытия пор.

стки глубоководного желоба с «нормальными» ступенями внешнего склона характеризуются заметным уменьшением глубины в осевой части желоба и увеличением крутизны внешнего склона. Такие морфологические признаки, судя по результатам моделирования упруго-пластичного изгиба литосферной плиты и сейсмологическим данным (Bodine, Watts, 1979), относятся к явным признакам значительного по величине горизонтального сжатия вкост желоба, что противоречит представлениям о сбросовой природе «нормальных» ступеней.

Автор придерживается несколько иной точки зрения на природу ступеней внешнего склона желоба (*Селиверстов, 1998, 2001a*). Как «обратные», так и «нормальные» ступени связываются с глубокими раздвигами, которые развиваются еще в пределах краевого океанического вала вследствие изгиба литосферной плиты (рис.3.9а,б). На склоне желоба эти раздвиги получают морфологическую выраженность в виде «обратных» или «нормальных» ступеней вследствие изгиба литосферных призматических блоков под действием собственного веса (рис.3.9а), или под действием сил, препятствующих поддвигу (рис.3.9б), отражая, соответственно, геодинамические условия относительного растяжения или сжатия вкрест желоба. Таким образом, морфология ступеней действительно отражает обстановки относительного сжатия или растяжения вкрест желоба, но «с точностью до наоборот». Т.е. там, где на сейсмических разрезах видны морфологические признаки сбросовых структур, ожидается значительное по величине горизонтальное сжатие вкрест желоба, а последовательности ступеней, напоминающих взбросовые структуры, скорее всего, свидетельствуют об отсутствии такого сжатия.

Представления о формировании глубоких раздвигов в пределах краевого океанического вала и на внешнем склоне желоба сложились достаточно давно на основе теоретических моделей упруго-пластичного изгиба литосферной плиты и данных о механизмах землетрясений (*McNutt, 1980*). Позднее было осознано значение этого процесса в глубоких метаморфических изменениях океанской литосферы. На основе петрологических моделей верхней мантии (*Рингвуд, 1981*) и экспериментальных данных по разрушению горных пород в условиях высоких давлений и температур (*Николаевский, 1979, 1987; Шаров, Гречишников, 1982*), была предложена концепция глубинной гидратации океанской литосферы в пределах краевого вала и внешнего склона глубоководного желоба (*Каракин и др., 1982; Лобковский и др., 1986*). Эта концепция в значительной мере основывалась на более ранних представлениях Г. Хесса о формировании 3-го слоя земной коры в районах срединно-океанических хребтов вследствие серпентинизации перидотитов (*Hess, 1962*) и О.Г. Сорохтина о наращивании океанской коры за счет формирования серпентинитового слоя (*Сорохтин, 1974*). Суть концепции глубинной гидратации состоит в следующем.

Перед входением в зону субдукции литосферная плита изгибается. При этом верхняя часть плиты испытывает растяжение. В результате, в самой верхней части литосферы (первые 8-10 км) образуются магистральные разрывы (раздвиги), которые на более значительных глубинах сменяются сначала зонами трещиноватости, а затем (до глубин 30-35 км) – зонами раскрытия пор. Вследствие этого, верхний слой литосферы становится водопроницаемым, и в нём активно протекают процессы регионального метаморфизма. При взаимодействии морской воды с горячими ультраосновными породами верхней мантии образуется широкий спектр вторичных водосодержащих минералов: серпентины, тальк, хлориты, амфиболы и др. Таким образом, непосредственно перед входением в зону субдукции океанская литосферная плита «засасывает» изрядное количество морской воды, значительную часть которой увлекает в связанном виде под нависающую литосферную плиту. По мере погружения плиты и ее нагрева водосодержащие минералы в зонах глубинной гидратации разлагаются и выделяют водный флюид, который, в соответствии с существующими представлениями (*Кеннет, 1978; Сорохтин, 1974 и др.*), является важнейшим фактором развития островодужного магматизма.

Среди фактических данных, подтверждающих реальность процесса глубинной гидратации океанской литосферы вблизи островных дуг, в частности – Курило-Камчатской, в первую очередь следует упомянуть «двойные» сейсмофокальные зоны. Структура этих зон находит убедительное объяснение в рамках обсуждаемой концепции (*Каракин и др, 1982*). Признаки существования двойной сейсмофокальной зоны под Камчаткой рассмотрены в предыдущей главе (раздел 2.1).

Существуют и другие подтверждения. Так, по мере совершенствования методики сейсмических исследований, в океанской литосфере, вблизи островных дуг и трансформных разломов, всё чаще стали обнаруживать сейсмические границы, расположенные глубже границы Мохоровичича, на глубинах от 15-20 до 30-35, иногда до 40 км (*Зверев., Капустин, 1982; Report, 1990*). Судя по глубине залегания и структурному положению, эти границы вполне могут быть приурочены к зонам регионального метаморфизма океанской литосферы и, вероятнее всего, обусловлены изменением физических свойств горных пород в кровле и подошве зон глубинной гидратации литосферы.

В работах последних лет, посвящённых расчётам плотностных моделей островных дуг по гравиметрическим и сейсмическим данным, в частности – по Курильской дуге, отмечается,

что для сходимости расчетных и наблюдаемых полей необходимо принимать латеральную плотностную неоднородность океанской литосферы, точнее - допускать некоторое разуплотнение литосферной плиты в районе внешнего склона желоба (*Косыгин, 1991; Косыгин В.Ю., Сеначин, 1995*). С учётом представлений о глубинной гидратации, эти результаты становятся вполне понятны. Действительно, процессы глубинной гидратации сопровождаются образованием метаморфических комплексов (серпентинитов и др. пород), заметно уступающих по плотности перидотитам, что должно приводить к соответствующему разуплотнению погружающейся литосферной плиты.

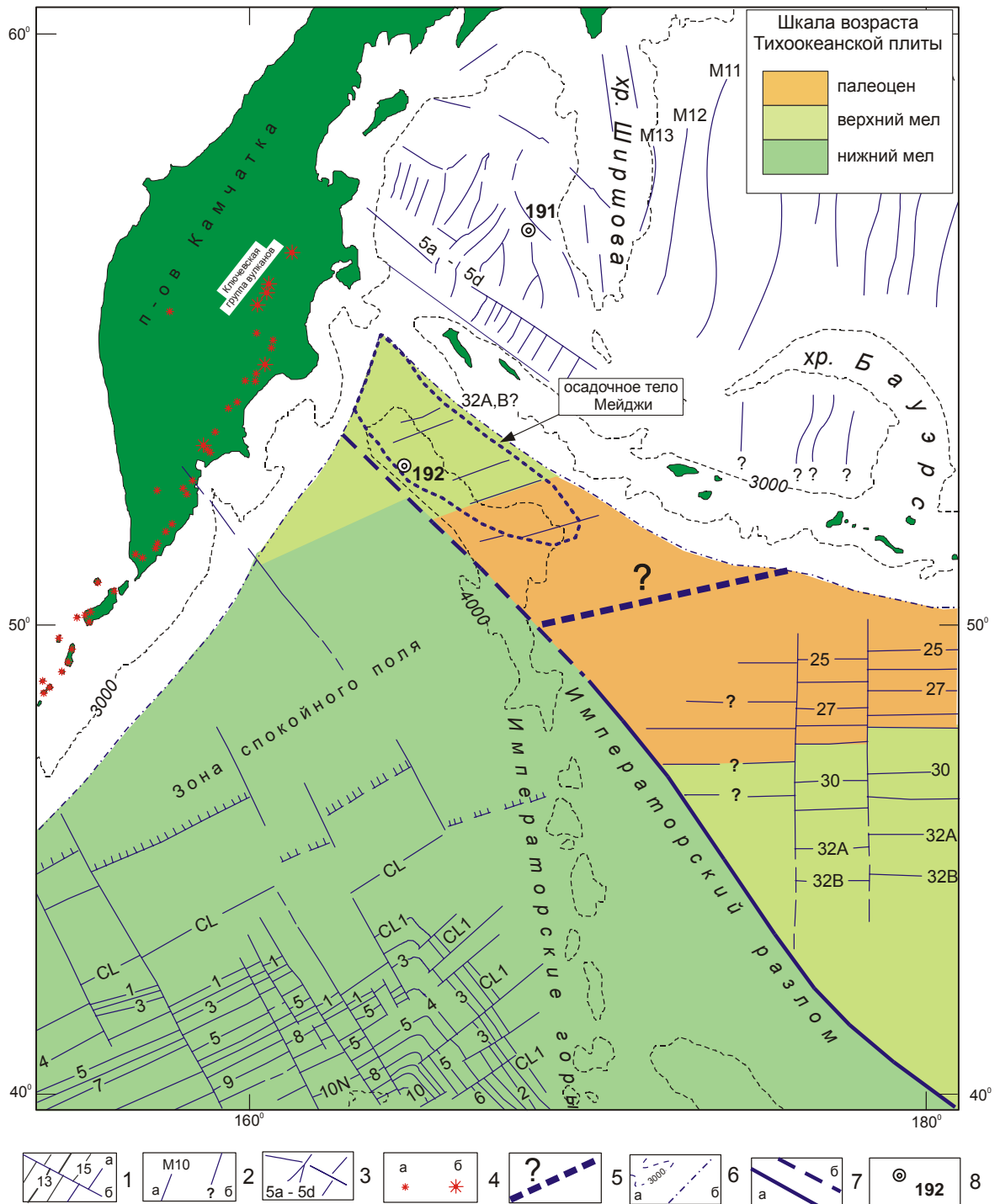
В связи с обсуждаемой концепцией, хотелось бы затронуть и проблему изотопов бериллия -  $^{10}\text{Be}$ . Эти изотопы, отличающиеся малыми периодами полураспада (около 1.5 млн. лет), образуются при взаимодействии космических лучей с атмосферными газами. Затем, вместе с метеорными водами, они поступают в океаны, где адсорбируются на тонкодисперсных частицах, т.е. в итоге концентрируются в верхних десятках метров слоя неконсолидированных пелагических осадков (*Цветков и др., 1991*). Повышенное содержание изотопов  $^{10}\text{Be}$  в островодужных вулканических породах свидетельствует об участии в процессе магмообразования вещества молодых неконсолидированных осадков. Однако, до настоящего времени не предложено удовлетворительного механизма, объясняющего транспортировку неконсолидированных осадков на столь большие глубины. Попытки привлечь для этого модель «затаскивания» слоя осадков, лежащих на поверхности плиты (*Лобковский, 1988*), представляются малоубедительными, во всяком случае, в отношении неконсолидированных осадков. С привлечением обсуждаемой концепции глубинной гидратации, такой механизм достаточно очевиден. Действительно, возникающие при изгибе литосферы раздвижки, судя по их морфологической выраженности, достигают поверхности дна и вместе с водой «засасывают» молодые неконсолидированные осадки (рис.3.9). Попадая в глубь литосферы, осадки включаются в состав метаморфических комплексов. В процессе последующей дегидратации литосферной плиты, метаморфизованные осадки, обогащённые изотопами  $^{10}\text{Be}$ , растворяются в водном флюиде, в составе которого и участвуют в магматическом процессе.

### 3.3.2. Региональные особенности глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты

Известно, что проявления современных геодинамических процессов на различных участках Курило-Камчатской островной дуги, в том числе и на Камчатке, несколько различаются. Особенно ярко эта продольная зональность выражена на северном участке дуги (севернее структуры Кроноцкого п-ова). В отличие от более южных, этот участок дуги характеризуется значительно большей удалённостью (на 40-50 км) зоны современного вулканизма от глубоководного желоба, меньшим наклоном и незначительной протяжённостью сейсмофокальной зоны, резким смещением на запад от осевой части желоба в область континентального склона гравитационного минимума (в редукции Фая). Характер вулканических проявлений на северном участке дуги также заметно отличается. Здесь отсутствуют гигантские кальдеры, но распространены вулканы-гиганты с максимальными абсолютными отметками, отличающиеся исключительно высокой активностью.

Наличие под Камчаткой двойного сейсмофокального слоя свидетельствует о том, что глубинная гидратация океанской литосферы, по-видимому, заметно влияет на геодинамические процессы, контролируемые сейсмичность и вулканизм Курило-Камчатской островной дуги. В рамках концепции глубинной гидратации, с учетом региональных особенностей строения прикамчатского сектора Тихоокеанской литосферной плиты, представляется возможным объяснить и некоторые другие важные черты современного вулканизма и сейсмичности Камчатки.

Геодинамика зоны субдукции в значительной мере зависит от плотности погружающейся океанской литосферной плиты, которая, в свою очередь, определяется тремя важнейшими факторами: распределением глубинных температур, масштабами регионального метаморфизма и внутриплитового вулканизма. Для прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты первостепенное значение имеют два первых фактора.



**Рис. 3.10.** Основные морфоструктуры, линейные магнитные аномалии и вероятный возраст прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

1 - оси идентифицированных магнитных аномалий (а) и линии их трансформного смещения (б) в соответствии с работой (Hilde et al., 1976), с уточнениями в соответствии с работой (Sharman, Risch, 1988); 2 - оси идентифицированных магнитных аномалий Алеутской котловины (а) и линейных магнитных аномалий котловины Бауэрс (б) Берингова моря в соответствии с работой (Cooper et al., 1987); 3 - оси положительных линейных магнитных аномалий Командорской котловины и возв. Обручева (Селиверстов, 1998, 2001); 4 - современные вулканы высотой менее (а) и более (б) 3000 м; 5 - предполагаемое положение палеограницы между плитами Тихоокеанской и Кула (в верхнем палеоцене - нижнем эоцене); 6 - изобаты (а) и оси глубоководных желобов (б); 7 - Императорский разлом (а) и его вероятное продолжение (б); 8 - скважины глубоководного бурения, достигшие фундамента (Initial Reports..., 1973). В правом верхнем углу - шкала возраста прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

Корректно рассчитать величину разуплотнения литосферной плиты, происходящего вследствие развития дислокаций, метаморфизма и перераспределения масс при её изгибе, в настоящее время не представляется возможным из-за недостатка достоверных данных как о реальных процессах разрушения, метаморфизма и деформаций, происходящих при изгибе литосферной плиты с учетом её реологических свойств, так и о геометрических параметрах самой литосферной флексуры. Здесь пока уместны лишь весьма упрощённые оценки, не претендующие на исчерпывающие и бесспорные, но полезные для представлений о возможном порядке величин.

На основании имеющихся к настоящему времени данных можно полагать, что прикамчатский сектор Тихоокеанской плиты существенно неоднороден. В его пределах можно выделить два участка или литосферных блока (северный и южный), разделённых продолжением Императорского разлома и значительно различающихся по возрасту (*Селиверстов, 1998, 2001a*). Судя по расположению идентифицированных линейных магнитных аномалий и данным глубоководного бурения, северный участок, расположенный напротив Камчатского залива, имеет возраст около 70 млн. лет, а расположенный к югу от него – на 20-25 млн. лет древнее (рис.3.10). В соответствие с экспериментальной зависимостью, связывающей мощность океанской литосферы с её возрастом (*Ботт, 1974*), мощность Тихоокеанской литосферной плиты напротив Камчатского залива должна составлять около 70 км, а напротив Кроноцкого и Авачинского заливов – примерно на 10 км больше, т.е. около 80 км.

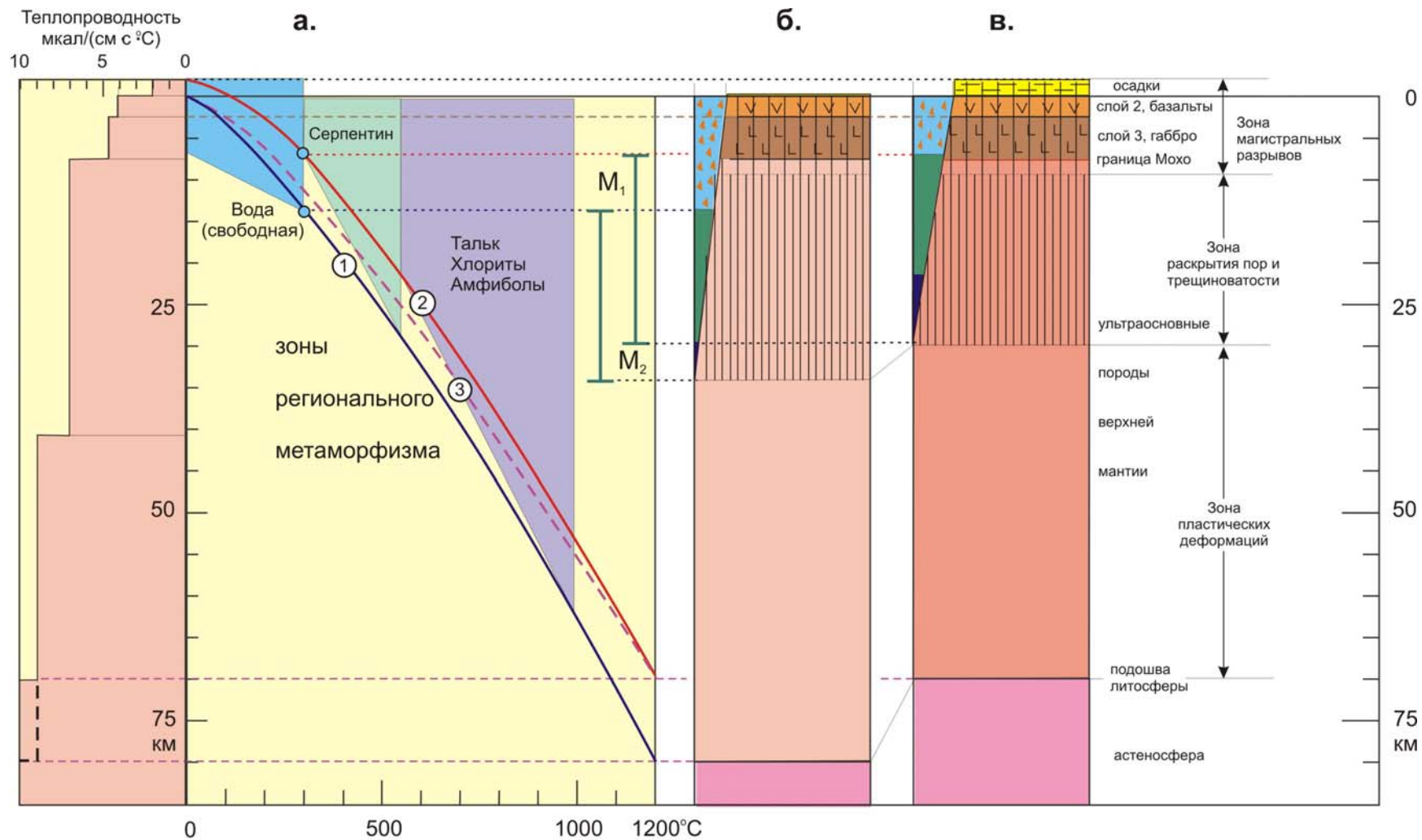
Ещё одно важное отличие северного участка плиты – повышенная мощность осадочного чехла (осадочное тело Мейджи), достигающая 1.5-2 км. Низкая теплопроводность осадков и длительность формирования этого осадочного тела должны были оказать заметное влияние на распределение глубинных температур и, соответственно, на положение зон регионального метаморфизма в пределах северного литосферного блока.

На рис.3.11 (а) представлены диаграммы кондуктивных глубинных температур для южного (график 1) и северного (графики 2 и 3) литосферных блоков, рассчитанные без учёта (график 3) и с учетом (график 2) теплоизолирующих свойств осадочного тела Мейджи для случая установившегося теплового потока. Приведённые диаграммы показывают, что только за счет меньшей мощности литосферы и, главным образом, за счет «теплоизолирующих» свойств осадочного тела Мейджи, северный литосферный блок в предельном случае может быть прогрет примерно на 100-120<sup>0</sup>С сильнее южного. Нам пока неизвестны длительность формирования осадочного тела Мейджи и, соответственно, степень приближения глубинных температур к условиям теплового равновесия. Если принять, что основной объём этого осадочного тела был отложен в верхнем миоцене – нижнем плиоцене (*McNutt, 1980*), то реальное распределение глубинных температур будет, по-видимому, ближе к графику 2, чем к графику 3, особенно в верхней части разреза, которая и представляет основной интерес для оценки масштабов регионального метаморфизма.

Для пород верхней мантии и нижней части коры средний коэффициент теплового объёмного расширения оценивается величиной  $3 \cdot 10^{-5} (^{\circ}\text{C})^{-1}$  (*Ботт, 1974*). С учетом этой величины и полученной разности температур литосферных блоков, разница в их плотности составит 0.010-0.012 г/см<sup>3</sup>.

Судя по морфологическим данным, величина изгиба литосферной плиты на внешнем склоне желоба достигает 4 – 5<sup>0</sup>, причем зона деформаций охватывает участок плиты шириной порядка 100 км. Если принять среднюю мощность литосферы 75 км и допустить, что область нулевых деформаций при изгибе находится вблизи «средней линии» литосферной плиты, а растяжение в «хрупкой» её части полностью компенсируется раскрытием трещин и пор, суммарная ширина которых уменьшается вниз по линейному закону, можно подсчитать, что ширина дислокаций, возникающих на поверхности такого флексурного изгиба, составит в сумме около 3 км, а их объём (на каждый километр по простиранию дуги) – 50 км<sup>3</sup>, что приблизительно соответствует 0.7% объёма литосферной флексуры. При заполнении трещин и пор водой средняя плотность литосферы в области изгиба должна уменьшиться на 0.016 г/см<sup>3</sup>. Эта величина характеризует лишь отрицательную часть изменения плотности литосферной плиты, обусловленную растяжением верхней её части при изгибе, и не учитывает возможное увеличение плотности в нижней части плиты, вследствие её сжатия.





**Рис. 3.11.** Схема глубинных температур и зон регионального метаморфизма прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

а - диаграммы глубинных температур и областей образования водосодержащих минералов в южном (1) и северном (2,3) литосферных блоках с учетом (2) и без учета (3) теплоизолирующих свойств осадочного чехла; в левой части рисунка - принятая при расчете глубинных температур теплопроводность пород, в соответствии с работами (Галушкин и др., 1986; Смирнов, Сугробов, 1980); б, в - сравнительные характеристики глубинного строения и расположения зон регионального метаморфизма в южном (б) и северном (в) литосферных блоках прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

В дальнейшем предполагается, что для северного и южного блоков прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты упомянутое увеличение плотности в нижней части литосферы примерно одинаково.

Проникая в зону серпентинизации, глубже изотермы 300°C, вода взаимодействует с ультраосновными породами верхней мантии и полностью связывается в метаморфических комплексах, которыми, вероятно, заполняются возникшие трещины и поры и частично замещаются ультраосновные породы в окрестностях дислокаций. Выше этой изотермы вода остаётся в свободном состоянии и постепенно отжимается по мере погружения литосферной плиты под континентальный склон и увеличения статического давления. Серпентин и другие водосодержащие минералы малочувствительны к увеличению давления и разлагаются лишь под действием высоких температур, удерживая воду в погружающейся плите до глубин более 100 км (*Велинский, Банников, 1986*). Таким образом, разуплотнённость литосферной плиты, приобретённая в пределах краевого вала и внешнего склона желоба, в значительной мере исчезает под внутренним склоном, и на глубинах более 35-40 км определяется, в основном, лишь зонами регионального метаморфизма, в первую очередь – зонами серпентинизации, содержащими максимальное количество связанной воды (до 15 объёмн.% серпентина).

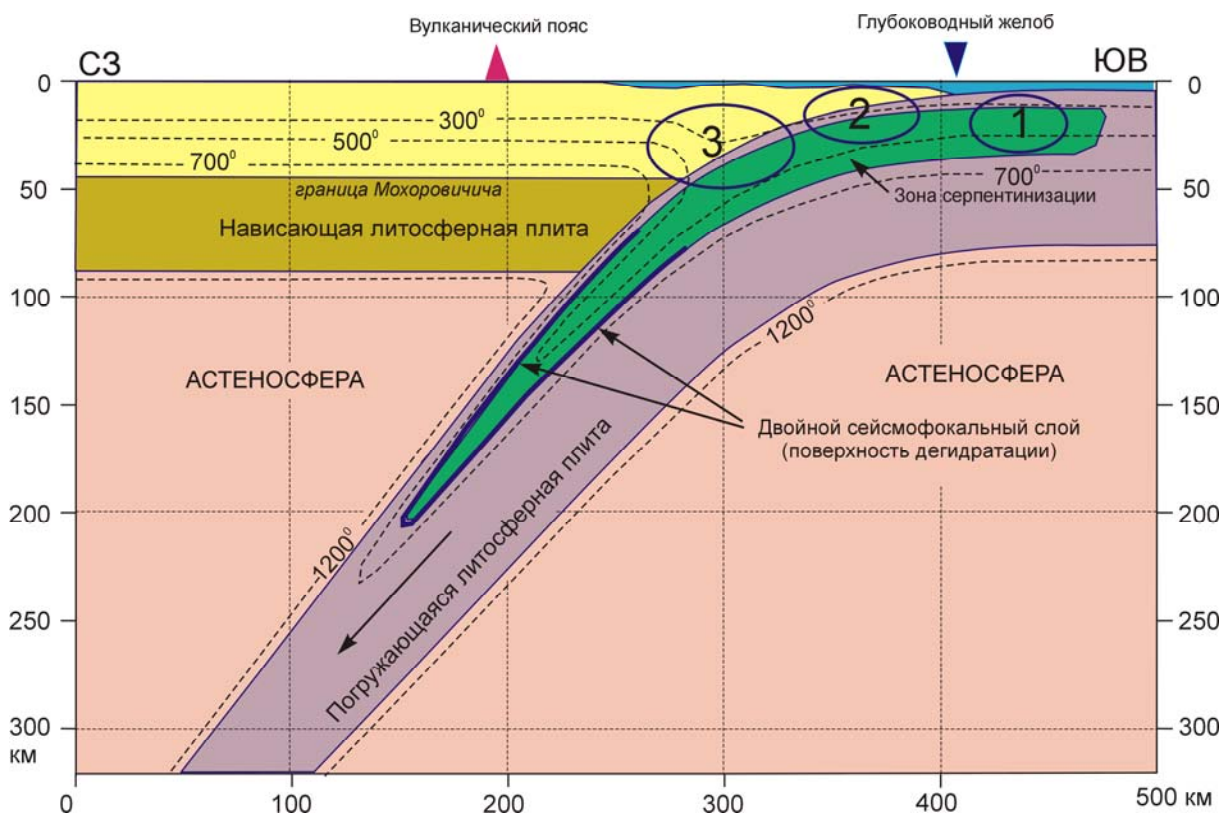
Положение зон регионального метаморфизма определяется распределением глубинных температур (рис.3.11). В северном литосферном блоке (рис.3.11в), с учетом его более высокой температуры, верхняя граница зоны серпентинизации находится, вероятно, в непосредственной близости от границы Мохоровичича, а в южном (рис.3.11б) - на глубине 14-15 км, т.е. заметно (на 6-7 км) глубже. Размер трещин и пор, в конечном счете, накладывает ограничение на степень метаморфизма и, соответственно, на количество связанной в метаморфических комплексах воды и степень разуплотнения литосферной плиты. В северном литосферном блоке, по сравнению с южным, зона серпентинизации смещена вверх, в сторону максимальной ширины дислокаций, что соответствует относительному увеличению суммарного объёма метаморфизованных пород и адекватному увеличению содержания связанной воды. С учетом принятых выше допущений, величина остаточного («метаморфического») разуплотнения литосферы (после отжима свободной воды и закрытия пор) для северного блока литосферной плиты оценивается величиной порядка 0.010, а в южном – около 0.005 г/см<sup>3</sup>. Соответственно, содержание воды, связанной в глубинных метаморфических комплексах, в северном литосферном блоке примерно в 2.0 раза выше, чем в южном.

### 3.3.3. Глубинная гидратация и сейсмофокальная зона

Таким образом, в верхней части зоны субдукции, после потери свободной воды, северный литосферный блок легче южного примерно на 0.015 г/см<sup>3</sup> (на 0.010 г/см<sup>3</sup> - за счет различий в глубинных температурах, и на 0.005 г/см<sup>3</sup> – за счет различий в масштабах метаморфизма), что составляет около 30% избыточной плотности литосферы (0.05 г/см<sup>3</sup>), обеспечивающей её гравитационную неустойчивость в существующих плотностных моделях (*Гайнанов, Пантелеев, 1991*) и обычно принимаемой в геодинамических моделях зон субдукции. По-видимому, эта разница в плотности литосферных блоков является достаточной для наблюдаемых отклонений в геометрии сейсмофокальной зоны и положении вулканического пояса на северном участке дуги. При прочих равных условиях, менее плотные литосферные блоки медленнее «тонут» в астеносфере и, поэтому, характеризуются меньшими углами вхождения под островную дугу, т.е. зона субдукции и, соответственно, сейсмофокальная зона на таких участках более пологи и достигают глубин магмообразования при большей удалённости от оси глубоководного жёлоба. Как отмечалось, именно эти признаки являются характерными для северного участка дуги, севернее структуры Кроноцкого п-ова.

На рис.3.12 представлена принципиальная схема зоны субдукции, поясняющая природу двойного сейсмофокального слоя в концепции глубинной гидратации океанской литосферы. Глубинные температуры для погружающейся литосферной плиты нанесены с учётом результатов теоретического моделирования (*Маккензи, 1975; Kogan, 1975; Turcotte, Schubert, 1973; Uyeda, 1982*) применительно к литосфере мощностью 80 км и скорости субдукции 8 см/год, что примерно соответствует условиям субдукции литосферы прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты. На схеме показаны также сейсмоактивные зоны, описанные в разделе 3.1.3.





**Рис.3.12.** Принципиальная схема зоны субдукции, поясняющая природу двойного сейсмофокального слоя в концепции глубинной гидратации океанской литосферы. Кругами обозначено положение зон повышенной сейсмической активности: внешней (1), центральной (2) и внутренней (3).

Концепция глубинной гидратации океанской литосферы связывает природу двойного сейсмофокального слоя с процессами дегидратации серпентинитов в погружающейся океанской литосфере, которые контролируются распределением глубинных температур. В соответствии с существующими представлениями (Кеннет, 1987), полное разложение вторичных минералов и, соответственно, «обезвоживание» погружающейся плиты достигается при температурах порядка 1000-1200 °С. Однако главный этап процесса дегидратации, при котором высвобождается основная часть связанной в метаморфических комплексах воды, связан с дегидратацией серпентинитов. Этот этап завершается при достижении температур порядка 550-600 °С (Велинский, Банников, 1986).

Структура сейсмофокальных зон определяется глубокими и промежуточными землетрясениями. Представления о природе этих землетрясений неоднозначны. Существует несколько гипотез, объясняющих это явление: гипотезы неустойчивой ползучести, «плавления» при сдвиге, «охрупчивания» серпентинитов, потери внутреннего трения и др. (Ботт, 1974). Примечательно, что все эти гипотезы предполагают не только значительные по величине касательные напряжения, но и наличие двухфазной среды, т.е. присутствие свободной воды или магматического расплава.

Для «кровли» двойного сейсмофокального слоя наличие двух этих факторов вполне объяснимо. Действительно, вдоль кровли погружающейся океанической литосферной плиты предполагаются касательные напряжения величиной до нескольких килобар, при этом вполне понятно и присутствие свободной воды вследствие дегидратации сначала поверхностной, а затем и глубинной зон регионального метаморфизма. Здесь же предполагаются и области магомобразования.

Сложнее объяснить происхождение подошвы двойного сейсмофокального слоя, никак не связанной с границами литосферных блоков. По-видимому, дегидратация нижней части серпентинитового слоя при погружении и нагреве литосферной плиты сопровождается миграцией высвободившейся воды вверх, в зону более низких температур, и повторным её связыванием, т.е., по сути, в погружающейся плите происходит постепенное смещение зоны серпентинизации в область РТ-условий устойчивого существования серпентина. Этот процесс сопровож-

ждается увеличением объёма пород выше поверхности дегидратации и его сокращением ниже этой поверхности, что неизбежно ведёт к возникновению касательных напряжений по поверхности дегидратации и, вероятно, к их сейсмической разрядке в условиях двухфазной среды.

### 3.3.4. Сдвиговые зоны и тепловой поток прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты

Процессы глубинной гидратации океанской литосферы развиваются не только в пределах краевого вала и внешнего склона желоба. Известны ещё два типа структур, где создаются благоприятные условия для их проявления. Это трансформные и трансформно-конвергентные границы литосферных плит, являющиеся, по сути, сдвиговыми зонами. Неотъемлемой составной частью сдвиговых зон являются структуры растяжения: раздвиги и сбросы. Именно с этими структурными элементами сдвиговых зон и их глубинными «корнями» (зонами трещиноватости) связано, вероятнее всего, проникновение морских вод на большие глубины и их взаимодействие с породами верхней мантии. Процессы глубинной гидратации и сопутствующее разуплотнение мантийных пород в сдвиговых зонах является причиной широкого развития серпентинитового диапиризма и формирования положительных морфоструктур (приразломных «серпентинитовых» хребтов), иногда достигающих уровня океана и образующих «серпентинитовые» острова (Дубинин, 1987).

К востоку от Камчатки существуют как трансформные, так и трансформно-конвергентные сдвиговые зоны. Фрагменты древней трансформной сдвиговой зоны, разделявшей в раннем кайнозое плиты Тихоокеанскую и Кула, соответствуют северо-западному окончанию Императорского разлома и контролируют юго-западный склон возвышенности Обручева, а также прослеживаются напротив южной части Авачинского залива и Шипунского п-ова (Селиверстов, 1998). Главная ветвь этой зоны соответствует юго-западному склону возвышенности Обручева и, как уже отмечалось, разделяет северный и южный литосферные блоки прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты, существенно (на 20-25 млн. лет) различающиеся по возрасту. Морфологические элементы этой сдвиговой зоны развиты не только на юго-западном склоне, но и в привершинной части возвышенности Обручева, где отчетливо прослеживаются в рельефе фундамента под осадочным телом Мейджи в виде сбросовых структур и локальных поднятий, вероятно – небольших серпентинитовых куполов. Активные тектонические процессы в пределах этой сдвиговой зоны завершились в верхнем палеоцене - нижнем эоцене, когда возраст северного и южного литосферных блоков составлял около 15 и 35 млн. лет, соответственно. По термодинамическим условиям, процессы глубинной гидратации в литосфере столь незначительного возраста не могли развиваться глубже 10-15 км, т.е. способны были создать лишь незначительный по мощности слой серпентинитов под границей Мохоровичича. Однако на протяжении кайнозойской истории развития региона неоднократно отмечались вспышки тектонической активности, связанные с крупными этапами в перестройке границ литосферных плит в северной части Тихого океана, которые могли привести к тектонической активизации и этой сдвиговой зоны. События такого масштаба предполагаются для среднего эоцена, начала олигоцена и верхнего миоцена.

Другой, трансформно-конвергентный тип сдвиговой зоны соответствует западному сектору Алеутской островной дуги, в том числе – западному участку Алеутского желоба, включая его внешний борт и прилегающий участок Тихоокеанской плиты. Это современная сдвиговая зона, дислокации которой не только прекрасно выражены в рельефе морского дна, но и отражаются в механизмах очагов сильнейших землетрясений. Внешний борт западного участка Алеутского желоба и прилегающий участок Тихоокеанской плиты осложнены небольшими хребтами, по морфологии напоминающими «серпентинитовые» хребты в зонах крупнейших трансформных разломов.

В соответствии с теоретической зависимостью Склейтера (Parsons, Sclater, 1977), связывающей величину теплового потока с возрастом океанской литосферной плиты, на прикамчатском секторе Тихоокеанской плиты следовало бы ожидать средние фоновые значения теплового потока около  $48 \text{ мВт/м}^2$  в пределах южного, и около  $57 \text{ мВт/м}^2$  – в пределах северного литосферного блока. С учетом повышенной мощности осадков (0.5 км на южном, и 1.5-2 км на северном участках) эти значения должны быть несколько меньше, соответственно, около 45-46 и 50-51  $\text{мВт/м}^2$ .

Тепловой поток, измеренный в пределах краевого вала и внешнего склона Курило-Камчатского желоба, а также вдоль западного участка Алеутского желоба, заметно отличается от указанного повышенными значениями и характеризуется большим разбросом (Смирнов и др., 1982). Особенно велики отличия в пределах северного литосферного блока, точнее - в местах пересечения его краевого вала с двумя рассмотренными выше сдвиговыми зонами: зоной Императорского разлома и внешним склоном Алеутского желоба. Измеренные здесь значения в среднем превышают  $75 \text{ мВт/м}^2$ , а в зонах пересечения структур достигают  $100\text{-}120 \text{ мВт/м}^2$ .

Столь значительные отклонения и большой их разброс можно объяснить, лишь допустив влияние конвективной составляющей. Представляется, что в пределах краевого вала дополнительный принос тепла в осадочный чехол может быть обусловлен гидротермальной циркуляцией в земной коре, нарушенной трещинами при изгибе литосферной плиты. В пределах сдвиговых зон конвективный перенос тепла может быть связан не только с гидротермальной циркуляцией, но и с восходящими движениями серпентинитовых куполов, протрузий и, вероятно, локальных магматических тел.

В работе (Дмитриев и др., 1999) приведены результаты термодинамического моделирования взаимодействия морской воды с мантийными перидотитами. При этом показано, что процесс серпентинизации мантийных перидотитов сопровождается выделением огромных количеств метана и водорода, причем наиболее эффективно генерация метана и водорода протекает при малых соотношениях вода/порода, т.е. в наиболее глубинных зонах серпентинизации, вероятно, в зонах трещиноватости и раскрытия пор. В процессе гидротермальной циркуляции морских вод, образовавшийся при серпентинизации перидотитов метан выносится в верхние слои осадочного разреза и к поверхности дна. Термобарические условия океанского дна и верхней части его осадочного чехла соответствуют условиям образования гидратов метана. Поэтому логично предположить, что осадки на океаническом склоне желоба и внешнем поднятии отличаются повышенным содержанием гидратов метана. В процессе субдукции океанской плиты газовые гидраты, в конечном счете, концентрируются в пределах материкового борта глубоководного желоба, где их повышенные концентрации установлены экспериментально, в том числе по данным бурения (Shipley, Didyk, 1982 и др.).

### 3.4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 3

1. На основе существующих представлений о закономерностях развития сдвиговых зон, предложена концепция поэтапного развития западного сектора Алеутской дуги и непосредственного влияния этого процесса на кайнозойскую историю развития Камчатки. В соответствие с ней, заложению магистральных структур западного сектора Алеутской дуги предшествовал начальный этап развития широкой зоны сдвиговых дислокаций, обусловившей крупномасштабные проявления тектономагматических процессов восточнее камчатской зоны субдукции. Поглощение под Камчатку термодинамически активизированной, разуплотнённой литосферы и, как следствие этого, уменьшение угла наклона камчатской зоны субдукции, рассматриваются в качестве главной причины значительного смещения на запад (в область Срединного хребта) олигоцен-миоценовой зоны островодужного магматизма. Последующая, плиоцен-четвертичная миграция зоны островодужного магматизма в обратном направлении, связывается с увеличением наклона камчатской зоны субдукции вследствие резкого сокращения масштабов проявления тектономагматической активности к востоку от Камчатки (после заложения в верхнем миоцене магистральных структур западного сектора Алеутской дуги) и началом субдукции под Камчатку «холодной», более плотной литосферы верхнемезозойского возраста. С процессом увеличения наклона зоны субдукции связываются и другие особенности новейшего этапа развития Камчатки: контрастные вертикальные тектонические движений, заложение крупных грабен-синклиналий, мощные проявления ареального базальтового вулканизма, а также крупномасштабные погружения в пределах шельфа и континентального склона Восточной Камчатки.

2. Предложена палеогеодинамическая схема кайнозойской истории развития региона, разработанная на основе палеогеодинамических реконструкций в концепции тектоники литосферных плит, и учитывающая полученные к настоящему времени сведения о строении дна северной части Тихого океана и Берингова моря. Ввиду слабой изученности акваторий и неоднозначности палеогеодинамических реконструкций, данная схема рассматривается в качестве научной гипотезы. В соответствие с ней, преобладание в позднем мезозое - раннем кайнозое орогенных условий и замыкание окраинных бассейнов, разделявших островные дуги, связыва-

ется с близким расположением к ним спрединговых хребтов и высокой скоростью движения плиты Кула. Последующие деструктивные процессы, распространившиеся по Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне с юга на север, по мере «остывания» Тихоокеанской плиты, на Камчатке не проявлялись до плиоцен-четвертичного времени, что связывается с крупномасштабными тектономагматическими процессами, которые развивались к востоку от Камчатки в олигоцен-миоценовое время на начальном этапе формирования трансформной границы плит между центральным сектором Алеутской островной дуги и камчатской зоной субдукции. Начало новейшего этапа тектонического развития Камчатки было обусловлено резким сокращением масштабов этих тектономагматических процессов вследствие формирования магистральной трансформной границы литосферных плит на месте западного сектора Алеутской дуги.

3. В пределах Курило-Камчатского глубоководного желоба по морфологическим признакам различаются два типа внешнего склона, которые можно условно назвать «склоны растяжения» и «склоны сжатия». Первый тип склона («склон растяжения») характеризуется сравнительно небольшими углами наклона и развитием «обратных» ступеней (обращенных уступами вверх по склону). Второй тип склона («склон сжатия») характеризуется значительным ( $4-5^{\circ}$ ) наклоном и развитием «нормальных» ступеней (обращенных уступами к желобу). Происхождение ступеней внешнего склона связывается с заложением в верхней части литосферной плиты системы раздвигов при её изгибе, и последующей деформацией (изгибом) призматических блоков под действием собственного веса в направлении к желобу (на «склонах растяжения») или под действием значительного по величине горизонтального сжатия в направлении от желоба (на «склонах сжатия»). В Курило-Камчатском желобе преобладает первый тип внешнего склона («склон растяжения»). Второй тип склона наблюдается лишь в районе сочленения структуры глубоководного желоба с возвышенностью Обручева. Здесь, кроме того, желоб имеет минимальные глубины, что в совокупности с большой крутизной внешнего склона и развитием на нём «нормальных» ступеней рассматривается как свидетельство значительного по величине горизонтального сжатия.

4. Изложены представления о глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты с учетом региональных особенностей его строения. На основе оценки глубинных температур, проведенной с учетом возраста литосферных блоков и особенностей строения осадочного чехла, показано, что северный участок Тихоокеанской плиты, расположенный напротив Ключевской группы вулканов, должен отличаться аномально высоким содержанием связанной воды. Рассмотрены возможные геодинамические следствия этого явления. В частности показано, что аномальные геодинамические характеристики на северном участке Курило-Камчатской дуги (смещение к западу вулканического пояса, выполаживание и незначительная протяженность сейсмофокальной зоны, а также, как будет показано в следующей главе - гигантские размеры вулканических построек и отсутствие крупных кальдер) могут быть обусловлены аномально высокой степенью гидратации северного участка погружающейся под Камчатку Тихоокеанской плиты.

5. Исходя из концепции глубинной гидратации, можно полагать, что осадки в пределах внешнего поднятия и внешнего склона желоба обогащены гидратами метана, которые, в процессе субдукции океанской плиты, в конечном счете, концентрируются в аккреционных комплексах материкового борта глубоководного желоба.

