

# ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ  
НАУЧНОГО СОВЕТА  
ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ  
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

3

Южно-Сахалинск  
1972

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР АКАДЕМИИ НАУК СССР  
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ИНСТИТУТ

ТЕКТОНИКА  
ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ  
И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ  
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

23—27 мая 1972 года  
ЮЖНО-САХАЛИНСК

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ  
ВЫПУСК 3

Южно-Сахалинск  
1972



191

САХАРСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ЦЕНТР

# ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

ИЗ СЕРИИ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТОНИКЕ СУШИ  
И ДУГОВОГО ВОСТОКА

Ответственные редакторы:

**С. Л. Соловьев, Г. С. Гнибиденко.**

КОСМОСАХАРНИК

МОСКВА  
ИЗДАТЕЛЬСТВО



Москва  
1972

М. М. Лебедев, С. З. Горбачев

(КамГУ)

## СТРУКТУРНАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАМЧАТКИ

В пределах полуострова Камчатки в процессе среднемасштабного картирования (1956—70) выявлены вулканические (офиолитовые и азральные) и метаморфические пояса, в структурном положении и петрохимических типах пород которых намечается парагенетическая связь.

Офиолитовые пояса полуострова, сформированные в раннегеосинклинальный этап развития Камчатской складчатой области, известны в пределах Западной, Центральной и Восточной Камчатки.

В Западной и Центральной Камчатке они представлены комплексом позднемеловых зеленокаменных кремнисто-вулканогенных образований (ирунейская серия) и ассоциирующих с ними интрузий основного и ультраосновного состава (диабазы, спилиты, порфириты, туфы, туфолоавобрекчиями, кремнистыми породами, габбро, пироксенитами, верлитами, норитами).

Офиолитовые образования Восточной Камчатки представлены комплексом позднемеловых, палеогеновых и раннеэоценовых зеленокаменных кремнисто-вулканогенных образований и ассоциирующих с ними интрузий основного и ультраосновного состава (диабазы, спилиты, порфириты, туфо-лавобрекчиями, пикритовыми порфиритами, меймечитами, туфами, туфокремнистыми сланцами, дунитами, перидотитами, гарцбургитами, габбро, серпентинитами).

Азральные наложенные вулканические пояса, сформированные в позднегеосинклинальный период, орогенный и посторогенный этапы, известны в Центральной и Восточной Камчатке.

Центрально-Камчатский вулканический пояс прослеживается по осевой зоне полуострова от перешейка до мыса Лопатка. Приурочен он к Центрально-Камчатскому глубинному разлому, являясь отражением по-

следнего на дневной поверхности. Вулканические образования пояса представлены андезито-базальтовой, андезито-дацитовой и дацито-липаритовой сериями эффузивных и пирокластических пород. Широко развиты игнибритовые и пемзовые образования. Развитие вулканизма в пределах пояса происходило с раннего миоцена до позднечетвертичного времени.

Восточно-Камчатский вулканический пояс формируется с позднего миоцена и продолжает свое развитие по настоящее время. В пределах пояса располагается цепь современных действующих вулканов Камчатки, непосредственно прослеживаемых в Курильскую вулканическую гряду. Вулканические образования этого пояса представлены, в основном, андезито-базальтовой серией эффузивных и пирокластических пород. Преобладающим типом вулканических структур являются крупные стратовулканы (Ключевской, Шивелуч и другие).

Метаморфические пояса Камчатки по петрохимическому составу расчленяются на два типа.

Породы первого типа, представленные серией метаморфических и сопровождающих их интрузивных пород кислого ряда (гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, филлиты, метапесчаники, гранитоиды), наблюдаются в южной части Срединного хребта, где они слагают Срединно-Камчатскую метаморфическую зону. Ширина зоны 30—60 км, протяженность в меридиональном направлении — 260 км. Исходными породами для полиметаморфического комплекса Срединной зоны служили геосинклинальные, преимущественно терригенные, образования мезозойского, в том числе поздне мелового возраста.

Породы второго типа, представленные серией метаморфических и сопровождающих их интрузивных пород основного и ультраосновного ряда (зеленые хлоритовые, актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые, глаукофановые, стильномелан-альбит-хлоритовые, плагиоклаз-амфиболовые сланцы, амфиболиты, кварциты, габбро, нориты, дуниты, перидотиты, серпентиниты, гардбургиты), развиты в пределах офиолитовых поясов в Ганальском, Валагинском хребтах, на восточных отрогах Срединного хребта, острове Карагинском, Хавывенской возвышенности, полуостровах Озерновском, Усть-Камчатском и на северном побережье Авачинской бухты, где они слагают одноименные метаморфические зоны (пояса). Размеры Ганальской и Хавывенской зон (ширина 10—15 км, протяженность — около 20 км) резко уступают Срединной зоне. Остальные зоны характеризуются еще меньшими размерами. Приурочены они либо к разломам (Валагинская и Петропавловская зоны), либо к экзоконтактам «протрузий» базитов и гипербазитов, прорывающих зеленокаменные кремнисто-вулканогенные образования мелового и палеогенового возраста.

Гравитационные аномалии, наблюдаемые на участках развития вулканических и метаморфических поясов (зон) указывают на сходство, а также отражают близость глубинного строения и типа земной коры в поясах одноименного петрохимического типа.

Офиолитовые пояса, совместно с наблюдаемыми в их пределах метаморфическими зонами основного ряда, характеризуются положительными значениями силы тяжести, указывающими на преобладание в земной коре (30—35 км) базальтового слоя (20—25 км).

Отрицательные гравитационные аномалии, наблюдаемые в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса и Срединной метаморфической зоны (пояса) приурочены к Центрально-Камчатскому глубинному разлому. Отрицательные аномалии в указанных поясах (зонах) имеют овальную форму и достигают 15 — 20 км в поперечнике.

В пределах Срединной зоны отрицательные аномалии, фиксирующие увеличение мощности гранитного слоя до 23 км, при мощности коры 39 км, приурочены к осевой зоне Срединного горст-антиклинория, где они совпадают с Хангарским и Пымтинским гранито-гнейсовыми куполами. В пределах последних отмечается широкое развитие процессов мигматизации и гранитизации, отражающих максимальные ступени прогрессивного метаморфизма исходных геосинклинальных терригенных пород мезозойского возраста.

В пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса отрицательные гравитационные аномалии купольной формы установлены под руинами древних (миоцен-плиоценовых) вулканических сооружений.

В Эссо-Анавгайском звене пояса выделяются Кетепанская, Агтамская, Янпатская, Тигильская и Хлебная отрицательные аномалии овальной формы. Указанные аномалии связаны, по мнению Б. В. Ковалева (1966) с увеличением глубины границы Копрада до 20 км, при мощности коры здесь 37 — 39 км.

Находки в продуктах извержения (игнимбритах) миоцен-плиоценовых вулканов большого количества обломков и глыб плагиогранитов и гранитов, по данным С. В. Апрелькова в Кетепанском куполе (1966) указывают на вероятность наличия под руинами вулканических сооружений гранитоидных комплексов, источников генерации кислой магмы.

М. М. Лебедев, С. З. Горбачев

(КамГУ)

## ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКИЙ РИФТ

В центральной части полуострова Камчатка, находится грабен, который по своему строению, по характеру связи с основными структурными элементами и по роли в геологической истории соответствует рифту.

Рифт в рельефе выражен четко. На юге к нему приурочены долины рек Быстрой и Камчатки. На севере — депрессия залива Литке, долины рек Еловки, Маимли. В пределах юго-западной части Горякского нагорья, где рифт выклинивается, к нему приурочены долины рек Вывенки и Пыдговаям. Южное выклинивание рифта наблюдается в верховьях реки Быстрой.

Рассекая полуостров в северо-восточном направлении, рифт прослеживается на расстоянии около 1200 км. Наибольшая ширина рифта наблюдается в его средней части и достигает в районе вулкана Ключевского 100—120 км.

Рифт ограничен сбросами северо-восточного простирания. Амплитуда последних для четвертичного времени определяется гипсометрически (по относительному превышению древнечетвертичной поверхности выравнивания над днищем рифта). В южной части рифта, в районе села Малка, амплитуда бортовых сбросов рифта равна 1200—1300 м. Мощность рыхлого заполнения рифта, установленная здесь бурением, составляет 150—200 м. Абсолютная отметка поверхности выравнивания в этом районе не превышает 1100 м. В средней части рифта амплитуда сбросов в четвертичный период достигла 1500—1600 м. Мощность рыхлых отложений, выполняющих рифт, достигает здесь, по данным сейсмических наблюдений, 400—500 м.

По системе сбросов, ограничивающих рифт с юго-востока, отмечается горизонтальное правостороннее смещение. Выражено оно в кулисообразном расположении блоков, ограниченных поперечными северо-за-

падными разломами. Особенно отчетливо это наблюдается на участке рифта от села Малки до села Пущино (120 км), где установлено 7 крупных (7—10 км в поперечнике) блоков, испытывающих правостороннее смещение по 2—3 км каждый.

Характер горизонтальных перемещений на остальных участках рифта неясен, т. к. борта его повсеместно перекрыты позднеэоценовыми и четвертичными осадочно-вулканогенными образованиями.

В пределах рифта, заложенного, вероятно, в позднем миоцене, отмечаются позднемиоценовые и плиоценовые вулканогенно-осадочные образования, а также четвертичные рыхлые аллювиальные и ледниковые отложения. В средней части рифта расположены три крупные группы современных действующих вулканов: Шевелуча, Ключевского и Толбачика.

Позднемиоценовые и плиоценовые осадочно-вулканогенные образования, залегающие горизонтально в осевой зоне Срединного хребта (верховья рек Немтик и Лунтос), по направлению к западному борту рифта (река Кагнисин) резко изменяют горизонтальное залегание на крутое падение (60—70 градусов) в сторону рифта. Основание рифта имеет блоково-мозаичное строение. При анализе морфологии речных долин, приуроченных к рифту, устанавливается чередование участков долин, характеризующихся различной интенсивностью эрозии, различным типоммеандрирования, разной скоростью течения рек и различной шириной долин. Наличие относительно приподнятых и относительно опущенных блоков, обуславливает, например, ступенчатое строение поперечного профиля реки Быстрой.

Глубинное строение рифта гетерогенное. Тип земной коры в пределах рифта субокеанический, с преобладанием в ней базальтового слоя (20—25 км при мощности коры 30—35 км). Локальные положительные и отрицательные аномалии связаны, вероятно, с увеличением и уменьшением мощности рыхлого заполнителя рифта.

По своему строению, по времени заложения и по характеру развития, Центрально-Камчатский рифт обнаруживает большое сходство с Центрально-Исландским рифтом (С. Тораринсон, 1970).

По размерам и протяженности, а также по характеру отношения с метаморфическими комплексами, он обнаруживает сходство с бороздой (рифтом) скалистых гор Северной Америки (Г. Б. Лич, 1970). В обоих случаях рифтовые долины (борозды) пересекают структурные элементы и зональность метаморфических образований.



Ю. С. Липкин, И. И. Берсенева

(ДВНИ, ИО АН СССР)

### ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ В ОБЛАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Если рассматривать переходные зоны в исторической перспективе, следует признать, во-первых, многообразие их типов, во-вторых, значительные изменения их пространственного расположения и строения по мере развития материков и океанов. Обращаясь к современному этапу в жизни нашей планеты, можно выделить много типов перехода от материков к океаническим впадинам. В одних случаях переходная зона представлена лишь шельфом и материковым склоном (с подножием), в других — более или менее сложным сочетанием этих двух элементов с котловинами окраинных морей, поднятиями вулканических дуг и глубоководными впадинами. Таким образом, в переходную зону следует включать не только котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба, как это предлагается О. К. Леонтьевым (1969), а также шельф, материковый склон с его подножием и другие элементы подводной окраины материков.

Японское море признается типичным элементом переходной зоны. Подобно другим районам Мирового океана, в этой области происходят изменения состава и структуры земной коры, связанные с исчезновением «гранитного» слоя. Переходная зона здесь обладает ярко выраженными асимметрией и контрастностью строения, а отсюда — неравномерностью и контрастностью осадконакопления, магматизма, сейсмической активности и т. д. В этой зоне выделяются следующие морфоструктурные элементы: материковый шельф, материковый склон и подножие, дно Японского моря с внутренними возвышенностями, поднятие островной дуги и глубоководный желоб, после чего следует ложе океана с краевым валом. Подобный переход свойственен лишь центральной части Японского моря, если следовать от зал. Петра Великого через север острова Хонсю. Для всего Японского моря такое расчленение непригодно. На севере Япон-

ского моря переход от материка к ложу океана значительно сложнее. Здесь отмечается подводная окраина северной части Сихотэ-Алиньской складчатой области, прогиб Татарского пролива, поднятие островов Сахалина и Хоккайдо, южная часть котловины Охотского моря, поднятие Курильской островной дуги, глубоководный желоб, и лишь поле этого — ложе океана.

На юге, от складчато-глыбовых сооружений Корейского полуострова вслед за подводным основанием материка отмечается система подводных возвышенностей и прогибов, которые сменяются поднятием Японских островов (юг острова Хонсю, острова Сикоку, острова Кюсю и др.). Расположенный восточнее желоб Кюсю почти не выражен. Он сменяется котловиной Нампо, имеющей сложнорасчлененный рельеф. Затем, также как и на севере региона, выделяются поднятие вулканических островов Нампо и глубоководный желоб, и далее ложе океана.

Таким образом, северная, центральная и южная части Японского моря, выделенные в свое время Н. Л. Зенкевичем в качестве особых геоморфологических зон, принадлежат трем различным видам переходных зон.

В центральной части переход к ложу океана более простой. Здесь возможно непосредственное взаимодействие между океаническими структурами, включая подкоровые горизонты, и элементами переходной зоны, в первую очередь, глубоководным желобом и смежным участком Японо-Сахалинской островной дуги. Не исключено, что океаническое влияние распространяется и в пределы Центральной котловины Японского моря. В частности, оно может сказываться на вулканизме, наиболее интенсивном именно в этой части переходной зоны.

Прогиб Татарского пролива и северная ветвь Японо-Сахалинской островной дуги входят в состав более сложной разновидности переходной зоны. Они далеко отстоят от ложа океана, будучи отделенными от него котловиной Охотского моря, Курильской островной дугой и Курильским желобом. Здесь океаническое влияние, выражающееся в притоке магматического вещества и энергии, распространяется, в первую очередь, на эти последние. Поэтому океаническое влияние в пределах Сахалина и Татарского пролива проявляется весьма слабо. По многим геологическим особенностям эта область тяготеет к структурам континентального типа.

Южная часть рассматриваемого региона занимает промежуточное положение между двумя предыдущими типами переходных зон. С одной сто-

роны, почти примыкая к континенту в районе Корейского пролива и будучи отделенной от ложа океана котловиной Нампо, островной дугой Нампо и Идзу-Бонинским глубоководным желобом, южная часть Японо-Сахалинской островной дуги имеет хорошо проявленные черты сродства с континентом. С другой стороны, поскольку котловины Филиппинского моря и Нампо являются значительно более активными по сравнению с Охотоморской котловиной, их влияние на южные районы Японо-Сахалинской островной дуги и Япономорской котловины довольно существенно. Поэтому, возможно, здесь проявления вулканизма, в том числе и современного, по масштабам меньше, чем в центральной зоне, но несравненно больше, чем на севере региона, в частности на острове Сахалин.

**В. И. Мараханов**

(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

### **О СТРУКТУРЕ И ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ**

Предшествующими исследованиями положение Восточно-Камчатского антиклинория отождествлялось с осевыми частями хребтов Валагинского, Тумрок, Кумроч и Начкинского.

Комплексный анализ геологических и геофизических данных позволяет заключить, что осевая зона Восточно-Камчатского антиклинория, с юга на север, простирается от хребта Валагинского через цепь вулканических построек Кинчокла, Ключевской, Харчинско-Зареченской и Шведуча к Хавывенскому выступу метаморфических пород; сооружения хребтов Тумрок, Кумроч и Начкинского, вероятно, представляют серию антиклинальных зон восточного крыла структуры.

Осевая зона антиклинория фиксируется: метаморфизованными и не метаморфизованными фрагментарными выходами пород кремнисто-вулканоогенной формации верхнемелового-палеогенового возраста в хр. Валагинском; приподнятыми блоками фундамента в основаниях вулканических построек Ключевской группы и Кинчокла и Хавывенском выступе; линейным расположением палео- и современных вулканических построек; двухъярусным строением непрерывной, полосовой, положительной аномалии магнитного поля; системой, цепочечно расположенных, аномалий силы тяжести и прогибанием границы Мохоровичича, намечающем, очевидно, «корни гор» рассматриваемой структуры.

На участке между Валагинским хребтом и Хавывенским выступом структура антиклинория осложнена рядом субширотных ступенчатых тектонических нарушений, опущена по ним и погребена под неоген-четвертичным осадочно-вулканоогенным комплексом наложенной Центрально-Камчатской депрессии.

В соответствии с изложенным, можно сделать следующие выводы:

1) сводовая часть Восточно-Камчатского антиклинория не полностью соответствует морфологическим элементам рельефа Восточной Камчатки, а смещена к западу от них;

2) северная часть антиклинория погребена под отложениями наложенной Центрально-Камчатской депрессии и не отражается в современных элементах рельефа;

3) линейное расположение вулканов и двухъярусное расположение магнитовозмущающих масс свидетельствуют не о наложенном вулканизме в Центрально-Камчатской депрессии, а об унаследованном его развитии и приуроченности к сводовой части погребенной структуры антиклинория.

Л. С. Маргулис, В. О. Савицкий, А. Я. Таболянов

(СахТГУ)

**КАЙНОЗОЙСКИЕ ФАЗЫ СКЛАДЧАТОСТИ  
И ПРОВЕДЕНИЕ ГРАНИЦ  
МЕЖДУ МЕЛОМ, ПАЛЕОГЕНОМ И НЕОГЕНОМ  
В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА**

1. Проведение границ систем в кайнозое северо-западного сектора Тихоокеанского пояса является условным и в значительной степени определяется их привязкой к американским стандартам, что убедительно показано в 1971 году Ю. Б. Гладенковым. До настоящего времени отсутствуют надежные палеонтологические данные для корреляции стратиграфических подразделений кайнозоя рассматриваемой области со стратотипами Европы. В связи с этим оправданы неоднократные высказывания А. Н. Криштофовича и Л. В. Криштофович о целесообразности выделения «местных ярусов» и разработки стратиграфической шкалы Тихоокеанской биогеографической области. В этой шкале должны найти отражение конкретные этапы геологической истории и закономерности развития и изменения органического мира.

2. Анализ материалов по геологическому строению Сахалина дает основание выделить в верхнем мезозое — кайнозое следующие крупные формационные комплексы:

- 1) верхнемеловой (мощностью около 6000—7000 м);
- 2) нижнекайнозойский (палеоген — нижний — средний миоцен, мощностью около 6000 м);
- 3) верхнекайнозойский — (верхний миоцен-плиоцен, мощностью около 6000 м);
- 4) четвертичный (мощностью до 400 м.).

Как нижне-, так и верхнекайнозойский комплексы состоят из терригенной (нижней) и вулканогенно-осадочной (верхней) групп формаций.

Терригенная группа нижнекайнозойского комплекса объединяет дат-палеоцен-раннеэоценовые угленосные образования Углегорского района (снежинская свита) и их аналоги, прибрежно-морскую краснопольевскую свиту и ее аналоги, а также морскую таккарадайскую свиту и ее аналоги. Верхняя группа этого комплекса включает отложения аракайской (геннойшинской), холмской и невельской свит. К терригенной группе верхнекайнозойского комплекса отнесены углегорская и сертунайская, а к верхней группе — курабийская и маруямская свиты. Оба формационных комплекса имеют много общих черт как в своем строении, так и в составе слагающих их формаций.

3. Границы между указанными комплексами являются единственными на Сахалине, характеризующимися присутствием угловых и структурных несогласий. Последние наиболее четко выражены в районах, приуроченных к краевым частям древних седиментационных бассейнов. К центральным частям бассейнов масштабы несогласий убывают вплоть до согласного залегания пограничных толщ. Несогласные границы между формационными комплексами обусловлены проявлением дарамийской (камчатской), алеутской и сахалинской фазами складчатости.

4. К этим трем основным рубежам в геологической истории острова приурочены и рубежи в смене кайнозойских фаун и флор, прослеживающихся повсеместно в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.

5. В наиболее полных разрезах пограничные слои формационных комплексов представлены угленосными образованиями. Степень изученности растительных остатков из последних позволяет сделать вывод о характере их смены только на границе верхнемелового и нижнекайнозойского комплексов. Эта смена улавливается несколько ниже подошвы последнего по исчезновению в меловом разрезе нильсониево-папоротникового флористического комплекса бошняковской свиты и появлению широколиственных сообществ растительности дат-палеоэоценового облика. Они характерны для отложений цагайской свиты Приморья и нижней части тигильской серии Камчатки. Таким образом, значительная часть отложений, относимых по сопоставлению растительных комплексов к данию, как на Сахалине, так и на Камчатке, седиментационно тяготеют к кайнозойским отложениям. Это подтверждает мнение исследователей, предлагающих рассматривать датский ярус в качестве нижнего яруса палеогеновой системы. В этом случае, как указано В. Н. Верещагиным в 1971 году, проблема расчленения меловой и палеогеновой систем на Дальнем Востоке решается значительно проще.

Отчетливо наблюдаемый факт смены растительности ниже границы верхнемелового и нижнекайнозойского комплексов подкрепляет мнение

ряда исследователем о том, что смена органических комплексов обычно предшествует времени наибольшего проявления орогенных процессов.

6. Нижне- и верхнекайнозойские формационные комплексы отчетливо различаются между собой по составу остатков морских моллюсков. В нижней части первого появляются морские отложения, содержащие сертунайский фаунистический комплекс (считающийся ныне позднемиоценовым), отличающийся от ископаемых сообществ морских моллюсков нижнекайнозойского комплекса.

7. Таким образом, крупная этапность в геологическом развитии рассматриваемого региона обуславливает естественность деления осадочного разреза. Границы этих этапов, к которым приурочены и крупные изменения в органическом мире, служат надежными лито- и биостратиграфическими границами в пределах всего северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.

8. Границы между верхнемеловым, нижне-, верхнекайнозойским и четвертичным формационными комплексами, четкость которых обусловлена проявлениями фаз складчатости, являются границами крупных стратиграфических подразделений Тихоокеанской биогеографической области. Они по своему объему и смыслу отвечают, скорее всего, геологическим системам. При таком понимании стратиграфических таксонов предлагается при создании провинциальной стратиграфической схемы Тихоокеанской области границы выделенных выше формационных комплексов рассматривать соответственно как границы меловой, палеогеновой и неогеновой систем.





И. М. Мигович,\* В. П. Похиалайнен

(СВКНИИ ДВНЦ АН СССР,\* СВТГУ)

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

1. Структуры Корякско-Камчатской складчатой области разграничивают Охотское и Берингово моря Тихого океана и простираются в шельфовые зоны этих морей. Южная часть области выражена Камчатским полуостровом и Курильской островной дугой, а северная «припаяна» к азиатскому матерiku. Определяющими для становления этой части складчатой области явились тектонические процессы позднемезозойского-кайнозойского времени, которые и рассматриваются в настоящем сообщении.

На основании всего комплекса геологических данных здесь выделены структурные зоны, отличающиеся по возрасту складчатости и другим особенностям геологического развития. Такими структурными зонами являются: внешняя, примыкающая к мезозоидам и состоящая из Пенжинско-Анадырской и Хатырской складчатых зон; промежуточная, образованная Центрально-Корякской складчатой зоной; внутренняя, приближенная к океану и представленная Олюторской и Нижне-Хатырской складчатыми зонами. Каждая складчатая зона состоит из ряда крупных тектонических элементов — антиклинориев, синклинориев, прогибов, впадин. По типу развития в них могут различаться эв- и миогеосинклиналильные структурно-формационные зоны.

2. Во внешней структурной зоне собственно геосинклиналиный этап развития, характеризующийся образованием вулканогенно-кремнистой (в ассоциации с гипербазитами), граувакковой и флишовой формацией, связан с концом юрского и первой половиной мелового времени. Особое значение для формирования зоны имели складчатые движения, происходящие в позднем альбе, а не в готериве-барреме, туроне или сеноне, как это предполагали многие исследователи ранее. Повсеместно врехнеальб-

кие — верхнемеловые осадки неогласно перекрывают более древние толщи и образуют орогенные формации — морские, континентальные и вулканогенные молассы.

3. В промежуточной структурной зоне с альбским временем, вероятно, связано заложение геосинклинального прогиба, где собственно геосинклинальный этап развития характеризуется накоплением в позднем мелу глинисто-сланцевой, вулканогенно-кремнистой и флишовой формаций и габбро-пироксенит-дунитовым магматизмом. Складчатые движения, проявившиеся в интервале дат — эоценового времени, привели к общей инверсии геосинклинали. К молассовым формациям здесь относятся угленосные и морские образования палеогена и неогена Западной Камчатки и мелких внутренних впадин.

4. Во внутренней структурной зоне с маастрихта до среднего миоцена формировались комплексы ранне- и позднегеосинклинальной стадии развития. В Олюторской зоне это офиолиты (вулканогенно-кремнистая, вулканогенно-граувакковая и перидотитовая формации) и флишовые толщи верхнего олигоцена — нижнего миоцена. Морская и угленосная молассы возникают здесь после складчатости в среднем миоцене. Последняя проявилась и в Нижне-Хатырской складчатой зоне, однако, здесь и досреднемиоценовые исключительно терригенные образования, имеют сходство с послескладчатыми молассами. Поэтому Нижне-Хатырская зона рассматривается нами как результат развития периферического геосинклинального прогиба.

5. Учитывая все вышесказанное, мы выделяем на севере Корякско-Камчатской складчатой области в позднем мезозое-кайнозое следующие основные временные этапы, имевшие особое значение для становления структур: позднеальбский, дат-эоценовый, среднемиоценовый. Каждый из них фиксировал начало инверсионной стадии развития геосинклинальных прогибов, существовавших на месте современных складчатых зон. В соответствующих структурных зонах эти этапы устанавливаются по смене собственно геосинклинальных формаций ранними молассами и коренной структурной перестройке.

Связь тектонических движений, происходивших в различных структурных зонах, выступает в виде своеобразных резонансных явлений. Инверсионные движения в более молодых складчатых зонах находят свое отражение в зонах ранней консолидации, где они, однако, не являются механизмом, существенно влиявшим на режим и характер осадконакопления и на размещение основных, обособившихся ранее, тектонических элементов. Обычно эти движения предшествуют накоплению позднеорогенных (постинверсионных) формационных комплексов, либо являются причиной некоторых перерывов в накоплении однотипных моласс с другой сторо-



181

ны, наблюдается совпадение во времени инверсии в одной зоне с началом геосинклинального прогибания в смежной, более молодой. Таким образом, синхронное развитие в смежных зонах отличается на стадию геосинклинального цикла, что указывает на скачкообразный характер миграции геосинклинального процесса в направлении от мезозойд Северо-Востока СССР к океану.

6. Север Корякско-Камчатской складчатой области наиболее удобен для целей формационно-тектонического анализа, так как выделенные на его основе структурные зоны занимают здесь протяженные, достаточно широкие площади. В других районах Тихоокеанского побережья (Калифорния, Аляска, Сахалин, Сихотэ-Алинь, Япония), где также имеют место подобные историко-геологические процессы, площади, отличающиеся геологическим развитием, обычно настолько сближены или осложнены шарьяжами, что дифференцировать их на складчатые зоны и соответственно расшифровать основные этапы становления этих зон очень трудно. Так, имеющиеся данные о позднеюрско-поздне меловом возрасте францисканского комплекса Калифорнии, развитого в условиях тектонически чрезвычайно сжатых структур, могут служить свидетельством накопления в этом районе пространственно обособленных позднеюрских-раннемеловых вулканогенно-кремнистых формаций (аналоги кингивемской и некульнейской свит во внешней структурной зоне) и однотипных поздне меловых формаций (аналоги ватынской свиты промежуточной зоны).

7. Выделенные внешняя, промежуточная и внутренняя структурные зоны рассматриваются нами как тектонические элементы первого порядка северной части Корякско-Камчатской складчатой области. Геофизические данные подтверждают такое деление и, кроме того, указывают на продолжение основных тектонических элементов в акватории Берингова и Охотского морей. Для каждой из этих зон в основном уже намечены свой комплекс полезных ископаемых. Этим обусловлена важность тектонического районирования региона, принадлежащего к зоне перехода от континента Азии к структурам Тихого океана.



А. В. Мишина, Г. А. Кудряцев, В. П. Пониаров

(НИЛЗарубежгеология)

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ  
ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ  
В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПЯСА  
(ИНДОНЕЗИЯ, ФИЛИППИНЫ)**

В юго-западной части Тихоокеанского тектонического пояса в качестве переходной зоны от океана к континенту рассматривается область, объединяющая острова и окраинные моря, расположенные между Индокитаем и Австралией, и отделенная от талассократонов Индийского и Тихого океанов Зондским, Марианским и Новогвинейскими глубоководными желобами. Северное окончание переходной зоны расположено на территории Западной Бирмы.

Наиболее крупными структурными элементами переходной зоны являются геосинклинальные системы и срединные массивы. Они имеют ряд специфических черт, отличающих их от одноименных структурных элементов континента.

**Геосинклинальные системы.**

В качестве геосинклинальной системы переходной зоны рассматривается определенная последовательность линейных или дугообразных прогибов и поднятий, заключенных в общих границах и закономерно сменяющих друг друга вкрест простирания. Эту последовательность образуют следующие структурные элементы: не вулканическое поднятие с поясом ультрабазитов, центральный прогиб, поднятие с широким развитием современного и четвертичного вулканизма и с поясом гранитоидов, тыловой прогиб.

Среди геосинклинальных систем выделяются: «геосинклинальные складчатые системы с незавершенным развитием» и «современные геосинклинальные системы». В «геосинклинальных складчатых системах

с незавершенным развитием» в геологических разрезах поднятий устанавливается несколько этапов складчатости и внедрения гранитоидов. На всех поднятиях и в некоторых прогибах здесь сформированы молассовые комплексы. В то же время с этими орогенными структурами здесь часто сопрягаются прогибы, находящиеся еще в домолассовой, собственно, геосинклинальной стадии развития. В «современных геосинклинальных системах» большинство структур находится на домолассовой стадии развития. Почти вся площадь этих систем занята обширными современными геосинклинальными прогибами, разделенными узкими поднятиями.

«Современные геосинклинальные системы» отделяются от «геосинклинальных складчатых систем с незавершенным развитием» цепями глубоководных желобов, имеющих, однако, меньшую протяженность, чем желоба Зондский и Марианский, которые отделяют переходную зону от талассократонов. Все глубоководные желоба рассматриваются нами как пограничные структуры — краевые трюги, закономерно связанные в своем развитии с определенными этапами развития геосинклинальных систем и расположенные на стыках геосинклинальных систем и талассократонов, или на стыках геосинклинальных систем разного типа. Зондский глубоководный желоб в северном направлении непосредственно переходит в континентальную структуру — Предараканский краевой прогиб. Вдоль глубоководных желобов повсюду протягиваются пояса промежуточных (с глубинами очагов 600 — 700 км) землетрясений. Все это позволяет рассматривать глубоководные желоба как крупнейшие шовные зоны земной коры.

Предполагается, что геосинклинальные системы переходной зоны возникли на гетерогенном основании. Оно было гранито-гнейсовым, «континентальным» — в областях, окаймляющих континентальные блоки Индокитая и Австралии, и симатическим, «океаническим» — на остальной части территории. Возраст «континентального» основания — докембрийский и позднепалеозойский в разных участках территории, «океанического» — позднепалеозойский и раннемезозойский, как это предполагается по данным абсолютного возраста.

Время заложения и основные этапы развития геосинклинальных систем переходной зоны различны. Системы, возникшие на «континентальном» основании были заложены в среднем и позднем палеозое, возникшие на «океаническом» основании — в перми, юре и позднем мелу. Переход к орогенному этапу осуществился в одних системах в раннем палеогене, в других — в миоцене, но не сразу и не на всей территории каждой системы. В современной структуре геосинклинальных систем переходной зоны характерен переход по простиранию орогенных структур в собствен-

по геосинклинальные. С плиоценовым и плейстоценовым этапом развития всех геосинклинальных систем переходной зоны связано широкое проявление андезит-базальтового вулканизма, локализованного в узких протяженных поясах, а также общее опускание территории и образование ряда глубоководных впадин.

### Срединные массивы.

В качестве срединных массивов в переходной зоне рассматриваются относительно стабильные участки, окаймленные со всех сторон геосинклинальными системами. Можно предположить, что некоторые из них (массивы Сула, Мисол) образовались в результате расчленения северного края Австралийской платформы геосинклинальными системами, возникшими здесь в позднем палеозое.

**В. К. Ротман, Б. А. Марковский**

**(ВСЕГЕИ)**

**ОСОБЕННОСТИ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ  
ФОРМАЦИЙ ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

1. Внутренняя часть Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) неоднородна по своему геологическому строению. В ней обособляется прилегающая к океану геосинклинальная система — Периокеанический пояс, развитие которого прослеживается с конца мелового периода. Доклад посвящен рассмотрению особенностей геосинклинальных (доостровных) вулканогенно-осадочных формаций Периокеанического пояса.

2. Периокеанический пояс охватывает южную часть Корякского нагорья, большую часть Камчатского полуострова, Курильские острова, самый восточный край островов Сахалина и Хоккайдо. На этой территории распространен целый ряд вулканогенно-осадочных свит, объединенных авторами в крупные комплексы.

3. В направлении от внешней (приматериковой) границы пояса в его северной части выделяются: ирунейский, кумрочский, ветловский и кроноцкий комплексы. Датировка во многих случаях условна, однако, имеются основания относить ирунейский комплекс к сантон-кампанскому, кумрочский — к маастрихт-датскому, ветловский — к эоценовому и кроноцкий — к (палеоцен-?) эоцен-олигоценному времени.

4. Общей особенностью всех вулканогенно-осадочных комплексов является преобладание в них вулканокластических пород, обломки в которых транспортировались и отлагались в глубоководной обстановке. Рассматривается возможный механизм дробления магматического расплава и способ переноса обломков в этих условиях. Делается вывод о принадлежности всех вулканогенно-осадочных комплексов к специфической вулканогенно-турбидитовой формации.

5. Изучение состава лав из потоков и из обломков в вулканокластических породах показывает, что вулканогенно-осадочные комплексы закономерно отличаются друг от друга. Несмотря на однородно базальтовый состав, преобладание того или иного типа базальтов является характерным для каждого комплекса. Для ирунейского комплекса показательное преобладание производных оливиново-щелочной базальтовой магмы, для гумроцкого комплекса — сочетание оливиново-щелочных и толеитовых базальтов и для кроноцкого комплекса — преобладание кварцевых толеитов.

6. Рассмотрение петрохимических особенностей всех комплексов показывает, что наиболее отчетливо их различие проявляется в содержании в породах окиси калия, закономерно уменьшающемся в сторону океана.

7. Петрохимическое различие комплексов прежде всего фиксируется составом клинопироксена, также закономерно изменяющимся в направлении от континента к океану.

8. Пространственное размещение вулканогенно-осадочных комплексов показывает существование региональной магматической зональности в пределах Периокеанического пояса. Эта зональность подтверждается также соответствующим размещением интрузивных пород.

9. В качестве возможной причины возникновения магматической зональности рассматривается такая модель глубинного строения Периокеанического пояса, в которой магнезиальное образование происходит в зоне, наклонно надвигаясь от океана в сторону континента и аналогичной современной сейсмической фокальной плоскости. Перемещение активного магнезиального участка в пределах этой зоны в сторону океана может объяснить распространение магматических пород в пространстве, а перемещение уровня дифференциации магмы к поверхности — особенности строения самих вулканических комплексов.

10. Рассмотренные особенности геосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексов показывают, что магматическая деятельность в пределах ТИП отличается от магматизма классических геосинклиналей. К числу таких отличий относятся: почти полное отсутствие спилитов и диабазов, повышенная, существенно калиевая щелочность базальтов и слабая дифференцированность породивших их расплавов. С этим связаны особенности металлогении Периокеанического пояса, и в первую очередь, — отсутствие в изученной его части колчеданных месторождений.



О. И. Супруненко

(ВНИГРИ)

### О СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЯХ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

С развитием морских геолого-географических исследований появляется все больше материалов, свидетельствующих о существовании связей между структурами континентов, переходной зоны и ложа Тихого океана. В результате аэромагнитной съемки, выполненной в период Международного геофизического года, впервые было установлено, что система интенсивных линейных аномалий, ориентированных в северо-западном направлении и соответствующих крупному разлому Юго-Восточной Камчатки, прослеживается в пределы ложа Тихого океана. Это позволило утверждать, что до заложения Курило-Камчатского глубоководного желоба существовали структурные элементы, общие для современной территории Камчатки и дна океана. Резкая изостатическая неуровненность Курило-Камчатского глубоководного желоба свидетельствует о том, что желоб является одной из наиболее молодых геоструктур рассматриваемой территории. В пределах его юго-восточного борта и сопредельной части океанического ложа на фоне северо-восточных простираний выявлены магнитные аномалии северо-западной и субширотной ориентировки.

Указанные факты позволили предположить, что ряд поперечных структур Восточной Камчатки, сосредоточенных преимущественно в районах восточных полуостровов (Камчатского мыса, Кроноцкого и Шипунского) и не всегда продолжающихся в более западные районы Камчатки, может быть связан со структурами дна северо-западной части Тихого океана. По совокупности косвенных данных (рельеф дна океана, характер геофизических полей на площади полуострова и др.) особенно вероятной представлялась связь поперечных структур Кроноцкого полуострова со структурами подводной возвышенности Обручева и, далее к югу, Императорских подводных гор. Гидромагнитной съемкой СахГНИИ в 1968 году (В. М. Воробьев) окончательно доказано, что ориентирование в северо-

западном направлении линейные аномалии подводной возвышенности Обручева прослеживаются через глубоководный желоб вплотную к побережью Кроноцкого полуострова.

Анализ геолого-географических материалов по Кроноцкому полуострову и сопредельным районам океана показывает, что возникновение структурных связей между ними относится, по крайней мере, к позднемеловому времени. К концу мела в северо-западной части Тихого океана уже существовало подводное валообразное поднятие вулканического происхождения, объединившее подводную возвышенность Обручева и, в качестве западного периклинального окончания, Кроноцкий полуостров. Резкое изменение геотектонической обстановки произошло в начале неогена и было, вероятно, обусловлено зарождением Курило-Камчатского глубоководного желоба. Район Кроноцкого полуострова был выведен из-под уровня моря, переработан разломами северо-восточного направления. Напротив, подводная возвышенность Обручева претерпела в начале неогена (?) погружение, вулканизм в ее пределах постепенно затухал. Крупный разлом на ее юго-западном склоне, по-видимому, продолжал развиваться вдоль простирания современных подводных Императорских гор и на нем, в соответствии со схемой Г. У. Менарда, последовательно с севера на юг возникали подводные вулканы.

Приводимые данные подтверждают известные представления Н. П. Васильковского об особенностях строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса с позиций необратимого развития земной коры.

Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев, М. Г. Коган, А. Е. Сузюмов

(ПО АН СССР)

**СЕВЕРНАЯ ГРУППА  
МЕЛАНЕЗИЙСКИХ ЖЕЛОБОВ  
И ИХ МЕСТО В СТРУКТУРЕ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

В отличие от многих других желобов западной части Тихого океана, являющихся краевыми структурами по отношению к геантиклинальным поднятиям островных дуг, желоба: Лира (расположенный в Восточно-Каролинской котловине), Витязя, северная часть желоба Тонга — рассматриваются авторами в качестве структурных форм, возникших в результате разрывных дислокаций, произошедших в зоне трансформного разлома — сдвига. Вышеназванные желоба с севера ограничивают Новогвинейский-Новозеландский тектонический сегмент переходной зоны. Каждый из желобов представляет собой структуру, состоящую из ряда эшелонированных депрессий. Желоба характеризуются крутыми склонами и более симметричны в поперечном разрезе, чем желоба, ассоциированные с островными дугами. Желоба этой зоны имеют значительно меньшую длину, чем краевые желоба, под ними нет фокальной поверхности землетрясений, величина теплового потока как правило повышена, мощность осадочной толщи довольно значительна. Весьма специфичен характер гравитационных аномалий. По приведенным характеристическим признакам желоба этой группы резко отличаются от других желобов зоны перехода от океана к континенту по происхождению и характеру развития.

Желоб Муссау, также входящий в северную группу меланезийских желобов, рассматривается авторами в качестве структуры «торошения», возникшей в результате разнонаправленных движений в зоне сочленения двух литосферных плит. Приводятся фактические данные по строению желоба Муссау.

**Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев,  
А. Е. Сузюмов, С. Ф. Филипас\***

(ИО АН СССР, ТИГ\* ДВНЦ АН СССР)

**ОСОБЕННОСТИ  
СТРОЕНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА  
В РАЙОНЕ НОВО-ГВИНЕЙСКОГО МОРЯ**

Переходная зона в районе Ново-Гвинейского моря характеризуется сложным строением и включает в себя краевой геосинклинальный желоб (к западу от острова Манус), редуцированную островную дугу северной Новой Гвинеи и наложенную на нее котловину Ново-Гвинейского моря, южным ограничением которой является Ново-Британская островная дуга и одноименный желоб. Последний прослеживается на Новой Гвинее в виде депрессии Раму-Маркхем.

В докладе рассматривается сложная внутренняя структура котловины Ново-Гвинейского моря, характеризующая наличие частных антиклинальных поднятий, захороненных под 1—2-километровой толщиной осадков. Выделяется шовная зона, прослеживающаяся как на Новой Гвинее, так и в пределах моря, разделяющая блоки литосферы, где в фундаменте обнажаются базальтово-гипербазитовый комплекс пород и, с другой ее стороны — гранито-метаморфический. По характеру сейсмичности региона и другим геолого-географическим данным намечается направленность в развитии этого участка литосферы.

В. Е. Хаин, К. Б. Сеславинский

(МГУ)

## НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЕЙШИЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Дорифейские структурные комплексы, если судить по их несогласному к поясу простираанию, первоначально распространялись практически почти на всю площадь региона, составляя первичную континентальную платформу. Позднедокембрийские образования щитов и массивов относятся уже к платформенному чехлу, подтверждая, что консолидация этих участков завершилась к началу протерозоя, если не раньше.

В позднем протерозое (байкальский этап) началось дробление первичной платформы, вероятно возник Пропацифин и между континентом и океаном заложился геосинклинальный пояс. Первый этап развития последнего закончился в начале фанерозоя регенерацией континентальной коры на обширном пространстве.

В раннем палеозое (каледонский этап) тектоническая и магматическая активность региона была сравнительно низкой. Геосинклинальные системы носили, в основном, пара- и миогеосинклинальный характер и развивались на континентальной коре. Лишь южнее Кодымского и Омолонского массивов можно предполагать более активный режим с проявлениями вулканизма.

Погружения быстро нарастают в среднем и позднем палеозое (герциньский этап), но прогибы повсеместно по-прежнему формируются на континентальной коре. Исключением является юго-восточная часть региона, где началось активное развитие в энсиматических условиях. Это первый очевидный факт появления в рассматриваемом сегменте островных дуг, близких по типу к наблюдаемым ныне.

Раннемезозойский (киммерийский) этап имел определяющее значение для формирования Верхоянской, Чукотской, Монголо-Охотской склад-

чатых систем. В южных областях сегмента он выражен значительно слабее, являясь с одной стороны отголоском герцинского этапа, с другой — предвестником следующего раннеальпийского.

Резкий перелом в тектонической истории северо-западной части Тихоокеанского пояса наступает в поздней юре — раннем мелу, когда на значительных пространствах происходит существенная переработка и растяжение сформированной ранее коры (особенно в Корякской области), и развитие на вторичной океанической коре прогибов эвгеосинклиналичного (талассогеосинклиналичного) типа. Эти процессы сопровождалась дальнейшей эволюцией уже «зрелых» островных дуг Японии и возникновением на пространстве от Сахалина до Хатырского района нового пояса дуг, не сохранившихся в современном рельефе. Развитие последних ограничилось раннеальпийским этапом тектонической истории региона.

Во второй половине мела зона максимальной интенсивности геосинклиналичных погружений сместилась к востоку. Одновременно на месте древних срединных массивов начинается формирование субокеанических впадин окраинных морей в современных очертаниях. Этот процесс был явно сопряженным с поднятием островных дуг и их надвиганием на глубоководные желоба, вдоль так называемых зон Беньофа (или напротив, поддвигом последних).

Тектоническая история региона не укладывается в упрощенные схемы разрастания континентальной коры за счет океанической с начала геологической истории или поглощения континентальной коры океанической с конца мезозоя. Рассматриваемый сегмент Тихоокеанского пояса уже с позднего докембрия представлял арену борьбы этих двух тенденций, причем основной рост континентальной коры имел место в раннем докембрии, ее частичное уничтожение — в начале очередных тектонических циклов и восстановление — в конце этих циклов. Стадии активизации, намеченные в истории геосинклиналичных систем, видимо являлись одновременно и стадиями активизации или зарождения островных дуг, а также общего процесса формирования впадины Тихого океана.

М. Н. Шапиро, В. А. Селиверстов

(КамГУ)

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ НА ШИРОТЕ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА

1. Район, включающий Кроноцкий полуостров, Кроноцкий перешеек и северную часть Валагинского хребта, представляется наиболее благоприятным для рассматривания структуры Восточной Камчатки в ее поперечном пересечении.

2. В пределах этого района развиты меловые, мел-палеогеновые, палеогеновые, нижнемиоценовые и ниже-среднемиоценовые отложения, строение которых имеет свои особенности в каждой из главных структур Восточной Камчатки: Восточно-Камчатского антиклинория, Восточно-Камчатского синклинория и зоны восточных полуостровов. Верхнемиоцен-четвертичные отложения залегают на подстилающих с резким несогласием и дислоцированы слабо. Морфология образованных ими структур в докладе не рассматривается.

3. По морфологии тектонических структур доверхнемиоценовых отложений в пределах района с запада на восток выделяются 4 структурные зоны: Валагинская, Богачевская, Ольгинская и Кроноцкая. Зоны разделяются крупными разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Составлена серия профилей, иллюстрирующих основные черты структуры Восточной Камчатки.

4. Для меловых и палеогеновых отложений Валагинской зоны характерны крупные брахиморфные и открытые линейные складки. Связь имеющих надвигов со складчатой структурой не установлена. Ниже-среднемиоценовые отложения образуют здесь наложенные синклиналии и грабены.

Для Богачевской зоны типичны крутые, часто опрокинутые на юго-восток близкие к изоклиналиям складки и тесно связанные с ними надвиги.

Ольгинская зона характеризуется быстрым изменением складок с запада на восток от сжатых линейных до брахиформных.

В палеогеновых породах Кроночской зоны наблюдаются только пологие изгибы. В неогеновых породах складки отсутствуют.

5. Складчатая структура Валагинской зоны сформирована, главным образом, эоценовыми и нижнемиоценовыми движениями. Структура Богачевской и Ольгинской зон целиком сформирована в начале верхнего миоцена.

В пределах Кроночской зоны складкообразовательные движения после олигоцена не происходили, что резко отличает эту зону от остальных районов Камчатского полуострова.

6. Богачевская и Ольгинская структурные зоны образуют полосу интенсивной складчатости, разделяющую области, где складчатость развита слабо или отсутствует. Эта полоса интенсивной складчатости пространственно совпадает с зоной резких фациальных переходов в доверхнемиоценовых отложениях и с крупнейшей на Камчатке гравитационной ступенью. Все эти явления обусловлены глубинным разломом, отделяющим Восточные полуострова до остальной Камчатки.



Н. А. Шило, В. Г. Беспалый

(СВКНИИ ДВНЦ АН СССР)

### К ВОПРОСУ О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Понимая под неотектоникой отрасль знаний о таких структурах земной коры, которые возникли в результате проявления различных по своему характеру тектонических движений, создавших основные черты современного рельефа, можно установить начало новейшего этапа в различных частях обширной территории Северо-Востока. Основным критерием при этом является установление возраста структурных преобразований последней полигенетической поверхности выравнивания, реликты которой наблюдаются в современном рельефе. Начало новейшего этапа распознается по возрасту осадков, выполняющих наложенные неотектонические впадины и фрагменты поднятой гидросети.

В мезозойской складчатой области большинство наложенных межгорных впадин выполнено средне-верхнемиоценовыми осадками. Принимая во внимание, что в это же время, в расположенной рядом кайнозойской складчатой области, на островах Большой Курильской гряды, Сахалине и Хоккайдо произошли наиболее существенные структурные преобразования, мы связываем начало деформацией полигенетической поверхности выравнивания в пределах мезозоид Северо-Востока с проявлением алеутской фазы тектогенеза. Существование наложенных впадин, выполненных плиоценовыми и более молодыми осадками, свидетельствует о том, что на характер неотектонического развития этого региона и в дальнейшем оказывали влияние фазы тектогенеза, происходившие в зоне перехода от континента к океану.

Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область в неогене была выровнена. В конце среднего или в начале позднего плиоцена полигенетическая поверхность выравнивания была деформирована. Созданный

в результате этого рельеф к началу плейстоцена в некоторых районах был уже достаточно высоким, чтобы способствовать возникновению довольно значительных по масштабам раннеплейстоценовых оледенений Камчатки. Таким образом в пределах Корякского нагорья и Западной Камчатки начало новейшего тектонического этапа падает на средний верхний плиоцен, когда по нашему мнению, проявилась сахалинская фаза складчатости.

Во многих районах Олюторско-Восточно-Камчатской зоны реликты неогеновой поверхности выравнивания бронированы платобазальтами плиоцен-нижнеплейстоценового возраста. Движениями охотской фазы тектогенеза они были подняты на различную высоту. Этими движениями были также деформированы морские и ледниково-морские плиоценчетвертичные отложения Восточной Камчатки и нижнеплейстоценовые ледниковые образования Западной Камчатки. С проявлением охотской фазы тектогенеза, вероятно, следует также связывать поднятия Береговых и Поперечных хребтов Северной Америки, Курильских островов и Восточного Сахалина, оживление эрозии на массивах дорифейской консолидации мезозойской складчатой области.

**В. С. Шеймович**

(КамТГУ)

### **КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ДВА ТИПА ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДОЧЕТВЕРИЧНЫХ СТРУКТУР НА КАМЧАТКЕ**

Во второй половине плиоцена на отдельных участках Центральной вулканической зоны Камчатки андезито-базальтовый эффузивно-пирокластический вулканизм центрального типа сменяется существенно кислым вулканизмом, связанным с образованием крупных вулкано-тектонических депрессий. Кислые магматические расплавы генерируются на небольших глубинах (не более десяти километров) в пределах зоны глубинного разлома на пересечении нарушений, фиксируемых цепями андезито-базальтовых стратовулканов.

Петрохимические особенности кислых вулканов и андезито-базальтовых вулканитов, образованных в период, предшествующий кислому вулканизму, близки. Существенным отличием первых, даже в наиболее основных разностях, по сравнению со вторыми является относительное преобладание суммы щелочей.

Среди вулкано-тектонических структур, связанных с кислым вулканизмом, по характеру развития выделяются два типа. Структуры первого типа (типа кальдеры Вэллис, Нью-Мексико) прошли стадию как кальдерного обрушения и игнимбритовых извержений, так и стадию положительной инверсии, связанную с повторным подъемом магматического материала после кальдерных игнимбритовых извержений. Подобная структура в Центральной Камчатке в бассейнах рек Анавгай и Быстрой имеет диаметр 30 км, характеризуется слабой положительной аномалией силы тяжести. В связи с положительными внутрикальдерными движениями и магматизмом первично отрицательная структура превращена в сложный структурный купол. Интенсивный инверсионный и послеперсионный средний и кислый магматизм сопровождался мощной гидротермальной деятельностью, а активная система разрывов, заложенная при формирова-

нии кальдеры, создала благоприятные условия для локализации в ее пределах рудных месторождений (золото, ртуть). Развитие структур второго типа ограничивается в плиоцене лишь кальдерным обрушением. Положительные внутрикальдерные движения развиты в слабой степени. К структуре этого типа относится Паужетская депрессия на юге Камчатки. Ее размеры 16X25 км. Над нею отмечается локальный минимум силы тяжести. С образованием этой структуры связано формирование 300 км<sup>3</sup> игнибритов липарито-дацитового состава. Интенсивно проявленные в четвертичное время в пределах депрессии гидротермальная деятельность и кислый вулканизм отражают, по-видимому, подъем кислых магматических масс в плейстоцене и голоцене. Структуры второго типа являются «недоразвитыми» аналогами структур первого типа.

**В. И. Шульдинер, Л. Л. Герман**

**(ДВГИ ДВНЦ АН СССР, КамТГУ)**

### **ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ОБРАМЛЕНИИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Тихоокеанский подвижной пояс своими внешними зонами соприкасается с древними платформами, которые, судя по возрасту нижних горизонтов чехла, сформировались как устойчивые тектонические постройки к началу позднего докембрия. Структуры подвижных — зон Тихоокеанского пояса дискорданты по отношению к структурам фундамента прилегающих платформ. Во внешних зонах пояса расположен ряд срединных массивов (Охотский, Колымский, Юконский, Колорадский и др.), обладающих сходным с платформами строением и такими же дискордантными соотношениями со складчатыми структурами подвижных зон. Эти и другие признаки дают основание считать срединные массивы «обломками» некогда более крупных платформенных сооружений, разрушенных при заложении Тихоокеанского пояса, т. е. приводят к выводу об эноконтинентальном, энсиалическом происхождении по крайней мере внешних зон пояса.

Такой подход позволяет, в свою очередь, предположить, что в основании геосинклинальных комплексов подвижных зон могли сохраниться образования кристаллического фундамента бывших платформ и что эти образования могут быть обнаружены в кульминациях крупных положительных структур. Их выявление явилось бы решающим аргументом в пользу эноконтинентального происхождения подвижных зон. Однако эта задача затруднена отсутствием критериев, позволяющих отличить древние кристаллические комплексы фундамента от молодых метаморфических и интрузивных образований, сформировавшихся в ходе развития подвижных зон. Специфические же особенности состава и структуры древнего фундамента, которые удастся установить при изучении платформ и срединных массивов, внутри подвижных зон оказываются стертыми молодыми процессами. Многочисленные дискуссии о возрасте и происхождении тех или иных кристаллических комплексов Тихоокеанского пояса

(кристаллические массивы Японии, Камчатки, Чукотки и Аляски, Британской Колумбии, Новой Зеландии и др.) дают представление о сложности вопроса.

Авторы полагают, что одним из признаков древнего возраста кристаллических образований может служить их принадлежность к гранулитовой фации метаморфизма (возможно, за исключением редких случаев локального развития гранулитовых пород в ядрах зональных метаморфических серий типа серии Сур в Калифорнии). В фундаменте окружающих Тихоокеанское кольцо платформ и в фундаменте срединных массивов гранулитовые комплексы неизменно являются древнейшими среди метаморфических образований. Процессы формирования более низкотемпературных метаморфических серий оказываются всегда наложенными по отношению к гранулитам. Радиогеохронологические определения свидетельствуют об очень древнем — вероятно, более 3,2—3,5 и во всяком случае не моложе 2,5 млрд. лет — возрасте всех гранулитовых комплексов платформ и срединных массивов; в окружении Тихого океана (как, по-видимому, и в других регионах) нет надежно обоснованных примеров более молодых проявлений гранулитового метаморфизма.

Те же особенности свойственны гранулитовым комплексам, обнаженным в подвижных зонах Тихоокеанского пояса. Химический и минеральный состав метаморфических пород, восстанавливаемые с помощью парагенетического анализа, термодинамические условия метаморфизма и их эволюция, типы сопровождающих магматических образований, структурные особенности, соотношения с менее метаморфизованными комплексами — все эти и другие свойства оказываются идентичными соответствующим свойствам гранулитов платформ и срединных массивов. Тожество гранулитовых комплексов подвижных зон и фундамента устойчивых структур позволяет предполагать их одновозрастность. В ряде случаев это предположение подтверждено радиогеохронологическими методами, несмотря на интенсивную переработку глубинных пород молодыми складчатыми движениями.

В настоящее время гранулитовые комплексы в основании подвижных зон Тихоокеанского пояса известны во многих пунктах. Особенно подробно они изучены в Североамериканских Кордильерах (Центральные Скалистые горы, Каскадные горы, Поперечные хребты Калифорнии и др.), где их широкое распространение позволяет предполагать едва ли не повсеместное развитие гранулитового фундамента под складчатыми сооружениями позднего докембрия — фанерозоя. Особенно важно, что гранулитовые комплексы с хорошо документированным возрастом около 2,4 млрд. лет выявлены в прибрежной области Кордильер (южная Калифорния), всего в нескольких десятках миль от подножья континентального склона.

Не менее важным обстоятельством является участие гранулитовых комплексов в составе фундамента островных дуг. Подобные образования известны, например, в Новой Зеландии. Существует предположение о былом существовании ныне зацело переработанных гранулитов в Японии. Сейчас гранулиты обнаружены среди метаморфических пород Ганальского хребта на Камчатке, есть указания на их присутствие и в Среднем хребте.

Ситуация в Ганальском хребте типична для такого рода структур. Здесь в основании верхнемезозойского эвгеосинклинального комплекса залегают кристаллические сланцы, метаморфизм которых неоднороден и соответствует зеленосланцевой и амфиболитовой фациям. Среди этих образований в сравнительно небольших тектонических блоках обнажены регроморфические сланцы, которые отличаются от окружающих их прогрессивно метаморфизованных пород широким развитием псевдоморфных структур, наличием неравновесных минеральных ассоциаций и присутствием реликтовых парагенезисов. По большей части, однако, повторное рассланцевание и рекристаллизация пород привели к полной утрате реликтовых особенностей.

Тем не менее, сохранившиеся породы дают довольно полное представление и первоначальном составе комплекса. В нем широко распространены как кислые, глиноземистые гнейсы целитового состава, так и основные, богатые кальцием породы (метаэффузивы); встречаются также граниты. Богатые кальцием разновидности представлены двупироксеновыми сланцами и плагногнейсами, бедные же кальцием породы характеризуются сочетанием граната, кордиерита и гиперстена. Подобные парагенезисы свидетельствуют о высоких температурах метаморфизма, а высокая магнетизальность участвующих в них цветных минералов — о высоких давлениях; в этом отношении рассматриваемый комплекс имеет аналоги только среди наиболее глубинных раннедокембрийских серий. Не приходится сомневаться, что мы имеем дело с переработанным в допознемезозойское время фундаментом молодой складчатой области. Как и в других аналогичных случаях, возраст фундамента скорее всего раннедокембрийский.

Наличие древнего сиалического фундамента не только во внутренних, но и в краевых зонах материков показывает, что формирование последних завершилось в основном уже в глубоком докембрие, и что в последующие периоды сколько-нибудь существенного их наращивания за счет океанов не происходило.

**З. Н. Эрлих, В. М. Зобин, А. Г. Цинунов**

(ИВ ДВНЦ АН СССР)

### **СИСТЕМА СДВИГОВ КАМЧАТКИ И ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ ОСТРОВНЫХ ДУГ**

1. Изучена система правых сдвигов с простиранием СВ 60 градусов пересекающих Камчатку от Западного побережья в районе Гольгино до Восточного побережья в районе устья р. Адриановки. Амплитуда горизонтального перемещения по разломам этой системы за неогенчетвертичное время составляет 150 — 210 км, а за четвертичное время — 10—15 км. Характеризуются основные этапы движений по этим разломам. Отмечается связь конфигурации структур горст-антиклинали Восточного хребта со сдвигами этой системы. Проводится аналогия между описанной системой сдвигов и альпийским разломом Новой Зеландии, Великим Филиппинским разломом, Медиан Лайн Японии и другими крупными сдвигами в тектонических системах, близких к островным дугам.

2. Установлено, что короткие правые сдвиги того же простирания развиты вдоль западной границы геоантиклинального пояса поднятий полуостровов Восточного побережья Камчатки и в Срединном хребте. Доказывается, что основные разломы северо-западного простирания на Камчатке имеют характер левого сдвига. Уточняется положение основных разломов этого типа, определяющих продольную зональность структур, в частности линии пересечения Камчатки разломом северо-западного простирания, связанным с продолжением Алеутской островной дуги.

3. Формирование обоих типов сдвигов связываются с движениями по сейсмофокальной зоне. На основе анализа плотности распределения эпицентров землетрясений в плане, показано чередование в пределах сейсмофокальной зоны участков повышенной и пониженной сейсмичности, разделенных градиентными зонами широтного простирания. Это дает основание говорить о блоковом строении коры и верхней мантии. Показано, что неравномерность перемещения отдельных выделяемых блоков приводит к



генерации в коре сдвигов описанного выше типа. Анализ ориентировки векторов сжатия в очагах землетрясений приводит к выводу о наличии продольных сдвиговых перемещений вдоль разломов, ограничивающих лежачее и висячее крыло сейсмофокальной зоны.

4. Отмечается ведущая роль надвигово-сдвиговой тектоники, связанной с сейсмофокальной зоной в формировании структур островных дуг и сходных с ними тектонических систем. Сопоставление материалов по различным районам показало общность основных закономерностей в распределении структур для всех этих районов и совпадении их с теми, которые описаны выше для Камчатки. Рассмотрены основные закономерности формирования морфоструктур островных дуг в свете предлагаемой геодинамической схемы. Устанавливается общность положения вулканов на трещинах отрыва, связанных со сдвигами. Обсуждаются теоретические вопросы вулканологии, связанные с воздействием обстановки растяжения вдоль таких трещин на зону генерации магмы в верхней мантии.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

- М. М. ЛЕБЕДЕВ, С. З. ГОРБАЧЕВ. Структурная и петрохимическая связь вулканических и метаморфических поясов Камчатки 3
- М. М. ЛЕБЕДЕВ, С. З. ГОРБАЧЕВ. Центральнo-Камчатский рифт 6
- Ю. С. ЛИПКИН, И. И. БЕРСЕНЕВ. Особенности переходной зоны в области Японского моря 8
- В. И. МАРАХАНОВ. О структуре и эволюции Восточно-Камчатского антиклинория 11
- Л. С. МАРГУЛИС, В. О. САВИЦКИЙ, А. Я. ТАВОЯКОВ. Кайнозойские фазы складчатости и проведение границ между мелом, палеогеном и неогеном в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса 13
- И. М. МИГОВИЧ, В. П. ПОХИАЛАЙНЕН. Основные этапы тектонического развития северной части Корьяско-Камчатской складчатой области 16
- А. В. МИШИНА, Г. А. КУДРЯВЦЕВ, В. П. ПОНИКАРОВ. Основные черты тектоники переходной зоны от континента к океану в юго-западной части Тихоокеанского тектонического пояса (Индонезия, Филиппины) 19
- В. К. РОТМАН, Б. А. МАРКОВСКИЙ. Особенности геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса 23
- О. И. СУПРУНЕНКО. О структурных связях Восточной Камчатки и ложа Тихого океана в мезозое и кайнозое 24
- Г. Б. УДИНЦЕВ, Г. В. АГАПОВА, А. Ф. БЕРЕСНЕВ, М. Г. КОГАН, А. Е. СУЗЮМОВ. Северная группа Маланезийских желобов и их место в структуре переходной зоны западной части Тихого океана, 26

- Г. В. УДИНЦЕВ, Г. В. АГАПОВА, А. Ф. БЕРЕСНЕВ, А. Е. СУЗЮМОВ, С. Ф. ФИЛИПАС. Особенности строения переходной зоны западной части Тихого океана в районе Ново-Гвинейского моря 27
- В. Е. ХАИН, К. Б. СЕСЛАВИНСКИЙ. Некоторые важнейшие проблемы тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. 28
- М. Н. ШАПИРО, В. А. СЕЛИВЕРСТОВ. Тектоническая структура Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова. 30
- Н. А. ЩИЛО, В. Г. БЕСПАЛЫЙ. К вопросу о нижней границе новейшей тектонической активизации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 32
- В. С. ШЕЙМОВИЧ. Кислый вулканизм и два типа вулкано-тектонических дочетвертичных структур на Камчатке 34
- В. И. ШУЛЬДИНЕР, Л. Л. ГЕРМАН. Гранулитовые комплексы в обрамлении Тихого океана 36
- Э. Н. ЭРЛИХ, В. М. ЗОБИН, А. Г. ЦИКУНОВ. Система сдвигов Камчатки и вопросы геодинамики островных дуг 39

ВМ 00-476. Подписано к печати 12/V-1972 г. Объем 2,75 п. л.

Заказ № 1286. Тираж 600 экз. Цена 20 коп.

Невельская типография Управления по печати Сахоблисполкома

Цена 20 коп.