

УДК 551.4 : 551.24

АЛЕКСАНДРОВ С. М.

## МОРФОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНО-ОКЕАНИЧЕСКОЙ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ШОВНЫХ ЗОН

История развития крупнейших элементов рельефа Земли весьма ярко отразилась в геоморфологических, геотектонических и геофизических различиях между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами планеты.

Э. Зюсс [1] одним из первых показал структурную и геоморфологическую неоднородность геоида, выделив горные сооружения тихоокеанского (продольного) и атлантического (поперечного) типов. Хотя эти идеи не получили всеобщего признания и долгое время господствовала концепция симметрии строения Земли и синхронности тектонических процессов (глобальные тектонические фазы), многими исследователями противопоставлялись древние и молодые океаны. Этой проблеме посвящены труды выдающихся отечественных ученых и прежде всего концепция А. П. Карпинского [2] о специфичности Тихоокеанской впадины и обрамляющих ее материков, выявление асинхронности мезозойско-кайнозойских движений А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским [3], тектоно-геохимическая теория оболочек Земли В. И. Вернадского [4], тектоно-сейсмологическая модель сверхглубинной Тихоокеанской фокальной зоны А. Н. Заварицкого [5].

Новейшие достижения наук о Земле подтвердили идею о неоднородности земной оболочки, причем положения глобальной тектоники плит отнюдь не противоречат высказанным ранее представлениям о различных типах горных сооружений и асинхронности глубинных процессов. Поскольку континентально-океаническая и внутриконтинентальная шовные зоны, выделенные как морфоструктуры высшего ранга [6], относятся к принципиально отличным подвижным поясам: островодужному Западно-Тихоокеанскому и орогенному Альпийско-Гималайскому, анализ их морфоструктурной эволюции имеет не только региональное, но и общетеоретическое значение.

Геоморфологическая неоднородность проявилась в антиподальности западного океанического и восточного материкового полушарий, причем Тихий праокеан противопоставляется Атлантическому неоокеану, не имеющему древних талассократонов. Корреляция поверхностей выравнивания, проведенная Д. А. Тимофеевым [7] и С. К. Гореловым [8], показала асинхронность новейших тектонических движений в Тихоокеанском и Атлантическом сегментах, подчеркивающую морфоструктурными различиями между возвышенной восточной и пониженной западной частями СССР [9]. Орогидрографические различия отражаются в положении главного мирового водораздела [10] и диспропорции стока между бассейнами Тихого (17%) и Атлантического (51%) океанов. Отмеченные геоморфологические особенности сказались не только на облике гор шовных зон, но и на строении прилегающих равнин и шельфов. Для Индо-Атлантического сегмента характерны огромные подводные и надводные дельты и наклонные аккумулятивные шлейфы, типичные для пассивных окраин, с терригенными, соленосными и карбонатными формациями относительно слабо дислоцированных осадков и террасированными побережьями. В Тихоокеанском сегменте преобладают узкие островодужные шельфы, парагенетически связанные с аккумулятивными равнинами окраинных глубоководных котловин и сложно построенными

гравитационными склонами желобов. Это типичные активные континентальные окраины с флишевыми и терригенно-осадочными глубоководными формациями сильно дислоцированных осадков, с гористыми и террасированными побережьями, характеризующимися аномально высокими уровнями береговых линий. Анализ терригенной седиментации, по данным глубоководного бурения [11], подтверждает активное развитие окраин. Объем осадков, сохранившихся на дне Тихого океана, существенно меньше объема осадков, снесенных с прилегающих континентов, что свидетельствует в пользу активного поглощения аккреционных призм в глубоководных желобах.

Геотектоническая неоднородность, проявляющаяся как в современном, так и палеогеологическом аспектах, доказана работами А. Л. Яншина [12], В. В. Белоусова [13], Ю. М. Пуцаровского [14], подчеркивающих повышенную энергию тектоносферы в Тихоокеанском сегменте, в то время как в Атлантическом происходило пульсационное ослабление активности. С этим была связана разновозрастность геотектонических циклов, трансгрессий и регрессий. Для Тихоокеанского сегмента характерно отсутствие гранитно-метаморфического слоя на пространствах, превышающих суммарную площадь Атлантического и Индийского океанов, и циркумокеаническое расположение подвижных поясов, подчеркивающее чрезвычайно активные тектонические взаимодействия на стыке Тихоокеанской впадины и прилегающих континентов в течение всего фанерозоя. Сходные признаки тектонической неоднородности наблюдаются на дистанционных снимках планет земной группы, где выделяются морфологические образования, подобные Тихоокеанскому поясу и континентам [15].

Глубокие геофизические различия в строении тектоносферы между «первичным» Тихим и «вторичными» Атлантическим и Индийским океанами установили В. А. Магницкий [16], А. Г. Гайнанов [17], геохимическая (вулканическая) самостоятельность Тихоокеанского сегмента показана Г. С. Горшковым [18], Б. Н. Пискуновым [19], подчеркнувшими специфику «андезитовой» линии, разделяющей крупнейшие на Земле литосферные и, по-видимому, астеносферные неоднородности.

Можно утверждать, что наиболее существенные различия геоморфологического облика шовных зон (орогенного и островодужного подвижных поясов) определяются глубинными различиями Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли, обусловившими особенности взаимодействия литосферных плит. В орогенном поясе происходило столкновение и скучивание континентальных плит с преобладающим сжатием, в островодужном поясе преобладал подвиг океанической плиты или, по мнению ряда исследователей, надвиг материкового блока на океанический, когда сжатие чередовалось с растяжением.

Для шовных зон характерно закономерное латеральное изменение геоморфологических, геотектонических и геофизико-геохимических параметров, позволяющее рассматривать их как совокупность морфоструктур различных стадий развития. Морфоструктурная зональность проявляется в линейной упорядоченности рельефа; временная периодичность прослеживается в цикличности его развития.

Морфоструктурная эволюция тесно связана с палеогеоморфологическими условиями образования геологических формаций и типов земной коры. Выделяются три этапа эволюции: допозднемезозойский, поздне-мезозойско-кайнозойский, позднекайнозойский. Ввиду меньшей полноты геологической летописи относительно слабо изучен древний этап преимущественно океанического развития, с которым в мобилистской теории аккреции земной коры Евразии связаны наиболее ранние островодужные и орогенные обстановки и результатом которого явилось формирование древнего меланократово-метаморфического фундамента [20, 21], определявшего облик глыбовых морфоструктур. Переходный характер имеет второй этап, в течение которого происходило неоднократное возобновление и отмирание островодужных обстановок, сопровождающееся накоплением флишевых формаций большой мощности и началом

становления складчатых эпигеосинклинальных и глыбовых возрожденных морфоструктур под влиянием сближения или поддвигов субконтинентов, плит и микроплит. На третьем, завершающем этапе сжатие подвижных поясов достигло глобального максимума в миоцене, а в плиоцене — плейстоцене сменилось на периферии Евразии растяжением, сопровождаемым вулканизмом [22]. Этот этап привел к формированию внутриконтинентального орогенного пояса Высокой Азии и островодужного пояса западной части Тихоокеанского пояса. Несмотря на общую тенденцию эволюции от океанических к орогенным и островодужным морфоструктурам характер развития был в разных зонах неодинаковым.

## РАННИЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ ЭТАП И ФОРМИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ПОЯСОВ

Ранний этап развития играл важную роль, определяя характер эволюции морфоструктурного плана. Глубокая унаследованность крупнейших черт современного рельефа показана в работах по Тихоокеанскому [23] и Средиземноморскому поясам [24]. Индикаторами палеоморфоструктурных обстановок являются осадочные формации при актуалистическом сравнении их с современными морфолого-геофизическими параметрами (рельефом суши, глубиной дна и типом коры). Помимо интерпретации наблюдений автора используются общепринятые и региональные реконструкции [25—29].

**Континентально-океаническая шовная зона.** Общей особенностью раннего этапа развития активных окраин Евразии было преобладание в палеозойское и раннемезозойское время глубоководных океанических бассейнов с подчиненной ролью островодужных систем, зафиксированных офиолитовыми поясами, выраженными в современном рельефе в виде хаотически расположенных гребней и впадин. Наиболее ясно глубоководные бассейны реконструируются с триасового времени, когда в норийский век глубоководный желоб на месте Японской дуги, прослеживаемый по распространению вулканогенно-кремнистой сериитовой мощностью более 1000 м расширился на территорию Сахалинской и Камчатской дуг (соответственно набильская и валагинская серииты). Парагенезис желобов и дуг прослеживается по всей периферии Тихоокеанского кольца (пекульнейская серия Корьякии, свита накрак Аляски, францисканская формация Калифорнии). Особенности магматизма и рифовые известняки, одновозрастность которых доказана палеонтологически [30, 31], позволяют реконструировать также квазирифтовые впадины типа Япономорской, отделяемые линейной полосой рифов и вулканов длиной более 4000 км от океанической впадины.

Протяженный островодужный пояс, возникший в триасе на стыке океана и континента, маркирует наиболее древнюю зону субдукции, известную по палеоокеаноологическим реконструкциям [32]. В отличие от материковой части Тихоокеанского пояса (Северо-Восток СССР, запад США), где верхоянская и невадийская орогении привели к формированию аккреционных горных сооружений, в островных дугах возникли лишь ядра поднятий, испытывавших в дальнейшем неоднократные погружения. Образование в триасе — юре разломов охотско-чукотской, в раннем мелу — сихотэ-алинской ветвей вулканогенного пояса предопределило начало морфоструктурного обособления переходной зоны между материком и океаном, окончательно сложившейся на следующем, позднемезозойско-кайнозойском этапе. Мобилистские реконструкции океанов, основывающиеся до рубежа 160 млн лет на геологических данных [32], а для последующего времени на количественной интерпретации магнитных аномалий на ЭВМ [33], подтверждают характер рассмотренной морфоструктурной эволюции. Позднетриасовое время (210 млн лет) ознаменовалось началом активного спрединга неоокеанов, когда на месте рифтовых зон сформировались линейные океанические бассейны, разделяющие палеоплиты. К рассматриваемому островодужному поясу

непосредственно прилегалла плита Кулу, на которой глубокоководным бурением вскрыты наиболее древние океанические осадки норийского времени, одновозрастные сериям сорати и набильской Японо-Сахалинской дуги. Спрединг и аккреция усилились в юре (160 млн лет), когда возникло несколько параллельных систем глубокоководных желобов и поднятий типа современной Филиппинско-Марианской двойной островодужной системы.

**Внутриконтинентальная шовная зона** характеризуется несколько меньшим развитием офиолитовых поясов, очерчивающих палеоокеанические бассейны. Ее отличительным признаком сравнительно с тихоокеанской периферией является большая роль кристаллических и гранитных массивов, образовавших центры консолидации, кинематика которых определяла латеральные деформации прилегающих складчатых систем. Хотя попытки палеогеоморфологических реконструкций Средней Азии имеются и для более раннего времени, наиболее достоверно изучен позднепалеозойский (варисский) орогенез, несомненно сыгравший заметную роль в развитии морфоструктур Памира и Тянь-Шаня.

Его предыстория зафиксирована осадками палеозойского Тетиса. Глубоководные впадины типа желобов и окраинных котловин с островами фиксируются континентально-океаническими осадками калайхумб-сауксайской зоны Северного Памира [34]; поясом Сартала-Охна-Кан в Фергане, намечающим Туркестанский палеоокеан [35]. Характерно омоложение офиолитовых поясов с севера на юг, т. е. от пассивной Евразийской плиты к активной Индостанской [36], что аналогично смещению желобов Тихого океана с запада на восток.

Закрывание палеозойского Тетиса сопровождалось интенсивной орогенной и формированием складчатых сооружений, которые следует рассматривать как важные события в морфоструктурной эволюции шовной зоны, игравшие ту же роль, что и мезозойская орогенная на периферии континента. В результате новые океанические бассейны оказались отесненными к югу на территорию современного Памира, а территория Тянь-Шаня (кроме впадин) характеризовалась в дальнейшем субконтинентальным развитием. Последовательность развития зафиксирована, например, на Северном Памире (Калайхумб-Сауксайский прогиб на стыке с Тянь-Шанем). В визейскую эпоху ( $C_1v$ ) здесь существовала глубокоководная впадина (офиолиты), которая в намюре ( $C_1n$ ) начинает закрываться в связи с надвиганием островной дуги, фиксируемой известково-щелочными вулканитами и известняками рифового генезиса. В перми происходит срыв и шарьирование из области горного рельефа известняков девона и формирование олистостромовых горизонтов, фиксирующих собственно орогенную обстановку. В нижнепермских олистостромах Северного Памира, рассматривавшихся ранее как исключительно гравитационные образования, при детальном исследовании обнаружены следы тектонического сжатия, установлено, что местами они непосредственно переходят в тектонический меланж, свидетельствующий о латеральных напряжениях на стыке плит.

Варисский орогенез, приведший в итоге к образованию высокогорного рельефа, зафиксирован молассами и олистостромами пермского возраста, имеющими наибольшую мощность в переходной полосе между Памиром и Тянь-Шанем.

Орогенез подразделяется на две эпохи. В первую ( $C_1—P_2$ ) под воздействием интенсивного сжатия возник протяженный фронт покровов, складок и флексур, выраженный в палеорельефе на протяжении 1500 км [37]. Во вторую эпоху ( $P_3—T_1$ ) наряду с фронтальными стрессами под влиянием перемещения жестких масс с юга на север начинают развиваться диагональные сколы. Наиболее хорошо выражен Талассо-Ферганский сдвиг, определявший в дальнейшем различия морфоструктурной эволюции Западного и Восточного Тянь-Шаня. Вдоль фронта сжатия и по сколам формировался высокогорный рельеф (Алайский и Ферганский хребты), а по периферии поднятий вырабатывалась древняя поверхность выравнивания [38].

Глобальные мобилистские реконструкции [32], свидетельствующие об интеграции континентальных масс и образовании единых массивов суши, в целом согласуются с вышеприведенными региональными данными. Палеосороженный пояс, соответствующий области многофазной коллизии Индостанской и Евразийской плит, приурочен к области разновозрастной коры. В северной тыловой части пояса преимущественно автотонная раннепалеозойская кора образовала фундамент орогена Северного Тянь-Шаня, в южной фронтальной части преимущественно аллотонная позднепалеозойская (варисийская) кора — фундамент орогена Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Таким образом, к позднему мезозою эти орогены уже являлись частями Евразийской плиты, образуя ее южное ограничение. Однако они были сильно переработаны в последующие этапы, и в современном рельефе выражен лишь общий план расположения глыбовых морфоструктур с дендритовидным рисунком гидросети, слабо согласующийся с расположением мезозойско-кайнозойских орогенных морфоструктур. При этом важно подчеркнуть, что после варисийского орогенеза со значительной частью территории Средней Азии глубокоководные желоба и островодужные системы были отнесены к югу в бассейны Мезо- и Неотетиса, в то время как на восточной окраине Азии глубокоководные бассейны существовали в течение позднего мела.

### ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ПЕРЕХОДНЫЙ ЭТАП

С началом переходного этапа развитие морфоструктур в области островных дуг и орогенного пояса приобретает различный характер (рисунков). Для Тихоокеанского пояса была характерна периодическая регенерация глубокоководных прогибов при неуклонном оттеснении их с запада на восток. Кайнозойские орогены внутри континента сформировались на триасовой континентальной коре после замыкания бассейнов Мезотетиса (Северный Афганистан, Центральный Памир), позднемеловой и миоценовой коре — после регрессии бассейнов Неотетиса (Южный Афганистан и Белуджистан). Характерно, что на участках ранее консолидированной коры возникли линейные глыбовые морфоструктуры, на месте замкнувшихся флишевых и глубокоководных бассейнов — дугообразные складчатые морфоструктуры.

Рассмотрим последовательность морфоструктурной эволюции обоих поясов, основываясь на сравнении формаций и их соответствии тем или иным палеогеоморфологическим обстановкам. Глубоководное бурение в пределах акваторий, о результатах интерпретации которых докладывалось на 5—7-й Школах морской геологии (Геленджик, 1982, 1984, 1986), показало исключительную роль позднемезозойской трансгрессии Мирового океана. Глобальный анализ литологических формаций суши [39] показал, что если в юре формациями шельфов было занято 37%, то в мелу более 50%. Помимо резкого усиления трансгрессий для этого времени характерны особенно большие мощности осадков: до 3—4 км для Средиземноморского (карбонатный флиш и рифы), 5—8 км для Тихоокеанского пояса (вулканогенно-терригенный флиш).

**Континентально-океаническая шовная зона.** Результаты глубокоководного бурения в северо-западной части Тихого океана свидетельствуют об унаследованности седиментации с позднего мела, когда ежегодный прирост океанической коры за счет спрединга ( $4 \text{ км}^2/\text{год}$ ) был максимальным [33].

На территории Сахалина позднемеловой этап также характеризовался нисходящими движениями, зафиксированными мощными осадками и наиболее высоким уровнем океана до +350 м [40]. Он во многом определил контуры современных морфоструктур, отражающих различия пассивных — западных и активных — восточных островодужных окраин.

Суммарная мощность осадков западного прогиба Сахалина составляет около 8 км, характерны шельфовые фации и мелкоководная донная фауна, слабые дислокации. Мощность осадков на западе Камчатки меньше, хотя общие закономерности разреза сохраняются и свидетель-

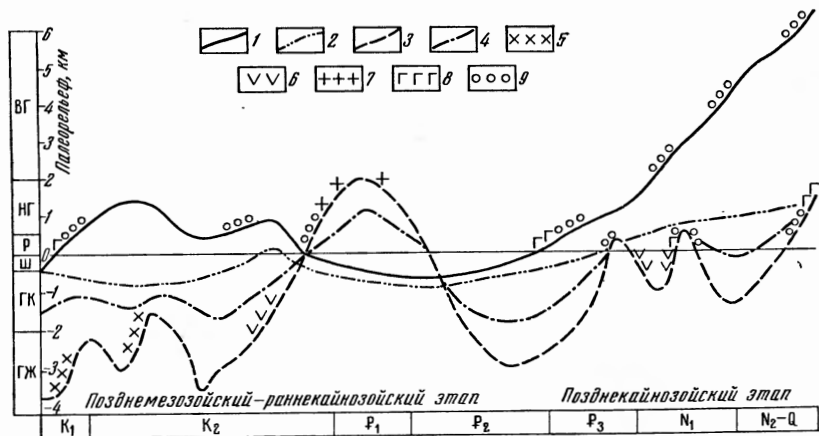


Схема эволюции рельефа шовных зон за последние 100 млн лет

Обобщенные кривые развития рельефа: 1 — гор Средней Азии, 2 — впадин Средней Азии, 3 — активных восточных окраин Сахалина и Камчатки, 4 — пассивных западных окраин, 5 — глубоководный ультраосновной магматизм, 6 — глубоководный и шельфовый основной вулканизм, 7 — субаэральный гранитоидный магматизм, 8 — субаэральный андезитобазальтовый вулканизм, 9 — молассы. ВГ — высокие горы, НГ — низкие горы, Р — субаэральные равнины, Ш — шельф, ГК — глубоководные котловины, ГЖ — глубоководные желоба

ствуют о преимущественно шельфовых условиях. Пассивные окраины характеризуются незначительным щелочным магматизмом, но широким развитием угле- и нефтепроявлений. Суммарная мощность осадков восточного прогиба Сахалина достигает 5 км, они представлены кремнистыми сланцами, яшмами со следами подводных оползней и суспензионных потоков, эффузивами, известняками, свидетельствующими вместе с глубоководной фауной о палеогеоморфологической обстановке типа островная дуга — желоб. Сходные условия реконструируются вдоль восточной части Хоккайдо (формация немуро), Малой Курильской дуги (матокатанская свита), восточной Камчатки (ирунейская серия), юго-востока Корякского нагорья (ватынская серия). По распространению этих толщ прослеживается глубоководная граница меловой Тихоокеанской плиты, подчеркиваемая простиранием островодужного гипербазитоного пояса (перидотиты, серпентиниты, меймечиты) с характерной металлогенной (хром, никель, кобальт).

Реконструкции морфоструктур позднемелового времени на основе анализа формаций коррелируются со схемами палеогеодинамики, составленными по расчетам магнитных аномалий на ЭВМ [33], на которых в период от 100 млн лет (36 м. а.) до 65 млн лет (25 м. а.) восстановлена прогяженная (до 7000 км) позднемеловая — палеоценовая зона субдукции, выраженная островодужными системами — одинарной типа Курильской, местами двойной типа Филиппинской.

К концу маастрихта глубоководные прогибы на месте современного островодужного пояса заметно сужаются; на протяжении датского века и начала палеоцена происходит ларамийская орогенция, зафиксированная на Сахалине мощными толщами конгломератов и угленосов нижнедуйской свиты. Палеогеоморфологическая интерпретация условий образования свиты и одновозрастных ей отложений на Хоккайдо и Камчатке позволяет установить положение береговой линии раннеэоценового моря, примыкавшего к меридионально вытянутым горным хребтам древних островных дуг. Проявление орогенции подчеркивается также внедрением гранитных интрузий возрастом 55—70 млн лет.

Итак, позднемезозойско-раннекайнозойский этап сыграл существенную роль в эволюции островных дуг и определил основы их морфоструктуры. Весьма важно, что ликвидировались условия для возникновения в дальнейшем глубоководных желобов, которые были оттеснены на восток. Мелководные и континентальные фации кайнозойского воз-

раста занимают на Камчатке, Сахалине, Хоккайдо значительно большие площади, чем поздне меловые, а глубоководные кремнистые осадки совсем отсутствуют. На периферии материка к границе позднего мезозоя и кайнозоя приурочено объединение впадин и поднятий в единые блоки (микроплиты).

**Внутриконтинентальная шовная зона.** В меловое время началось разрастание молодой впадины Индийского океана за счет сокращения площади Тетиса. Офиолитовые пояса Мезо- и Неотетиса, фиксирующие сложный и многофазный процесс закрытия океана, находятся в основном на зарубежной территории. А. Л. Книппер [41] трассирует их в Малой Азии и Иране; И. М. Сборщиков [42] в Афганистане; А. Дезио, А. Ганссер [43] в Каракоруме и Гималаях. В периферической части Тетиса на территории Средней Азии эти события проявились в формировании шельфовых осадков в прогибах и поверхностях выравнивания в пределах поднятий.

На протяжении юры здесь происходили относительно слабые дифференцированные движения, фиксируемые трансгрессивным разрезом, и была выработана раннемеловая поверхность выравнивания. После активизации поднятий в сеномане — туроне возникла система морфоструктур, близкая современной, что фиксируется следами горного палеорельефа [38]. Поднятие на месте Памира и Тянь-Шаня представляло горную систему, возможно, типа невулканических островных дуг с высотами до 1—2 км и широкими шельфами. Об этом свидетельствуют отсутствие офиолитов и мелководный характер осадков во впадинах Тянь-Шаня. На территории Памира триасовые вулканы формировались на склоне островной дуги, а в юрско-меловое время раздвиги и вулканизм сменились сжатием и образованием фронта скучивания (Гунт-Аличурский, Мургабский надвиги), после чего преобладало отложение мелководных терригенных осадков.

Эволюция периферии Тетиса прослеживается на примере крупных впадин, где сохранились полные разрезы. В осадочном чехле Таджикской впадины выделяются три яруса: нижний глубоководно-шельфовый — известняково-терригенные отложения верхнего триаса — юры; средний мелководно-шельфовый — хемогенные и эвапоритовые отложения замкнутого бассейна титона — эоцена; верхний орогенный — конгломераты и красноцветы молассового комплекса олигоцена — плейстоцена. Севернее в чехле Ферганской впадины образовались лишь два яруса: шельфовый триас-среднеолигоценовый и орогенный молассовый, начиная с верхнего олигоцена. Южнее на территории Афганистана глубоководные акватории Неотетиса, трассируемые офиолитами и кремнистыми комплексами триаса — юры, сменились позднее островодужными и орогенными обстановками. Налицо определенная палеоморфоструктурная зональность, поскольку активные островодужные окраины реконструируются в афгано-памирской фронтальной части шовной зоны, пассивные окраины — в таджикско-ферганской тыловой части. Это напоминает современную морфоструктурную зональность островодужного пояса Восточной и Западной Камчатки.

Основные этапы эволюции морфоструктур в целом коррелируются с развитием Индийского океана, где по палеогеодинамическим реконструкциям установлено направленное расширение дна [33]. Поздне меловое время (70—80 млн лет, 32 м. а.) — начало закрытия Неотетиса, фиксирующееся изменением формаций и появлением красноцветов, отражающих аридизацию периферических частей бассейнов. В палеоцене (55—63 млн лет, 25 м. а.), согласно реконструкции магнитных аномалий и осадочных формаций, Тетис имел ширину всего несколько сотен километров, разделяя невулканические поднятия. В эоцене (40—47 млн лет, 19 м. а.) происходили дальнейшее сближение и частичная аккреция поднятий и блоков, формировались их значительные изгибы (синтаксисы), датируемые на Памире палеоценом, на Тянь-Шане — поздним мелом — триасом. О подготовке орогенного режима развития свидетельствует особенно широкое развитие эоценового флиша, трактуемого как пред-



лее крутые мезоскладки покрова, на поднятиях более растянутые и осложненные разломами мегаскладки основания.

Индикаторами начала орогенеза служат исчезновение морских осадков и преобладание в разрезе континентальных моласс. С юга на север наряду с уменьшением размаха орогенных движений происходит омоложение грубообломочных толщ: Центральный Памир — палеоцен, Северо-Восточный Памир — эоцен, Юго-Восточный Тянь-Шань — олигоцен (галечники массагетской свиты), Предпамирский прогиб — поздний миоцен (тавильдаринская валунно-галечная свита), Таджикская депрессия — ранний плиоцен (каранакская галечная свита), Ферганская и Чаткальская депрессии — средний плиоцен (андижанская галечно-песчаная свита), Северный Тянь-Шань — поздний плиоцен (шарпылдакская галечная свита). Миграция неотектонической активности с юга на север соответствует, возможно, латеральному смещению коллизионных напряжений при взаимодействии плит. В позднем плиоцене на севере Тянь-Шаня, в эоплейстоцене на Памире и юге Тянь-Шаня интенсивность восходящих движений снизилась и в условиях спокойного режима выработывалась полигенетическая поверхность выравнивания. Миграция ослабления поднятий имела противоположное направление.

В позднем плейстоцене началась завершающая эпоха усиления вертикальных и горизонтальных движений. Мощность верхнеплейстоценовых молассовых отложений Средней Азии (до 400 м) в целом заметно превышает мощность одновозрастных моласс островных дуг (на Сахалине — 100, на Камчатке — 250 м), что отражает большую энергию рельефа орогенного пояса, естественно, без учета размаха рельефа акваторий.

В целом, несмотря на отмеченные региональные различия, позднекайнозойский (альпийский) орогенез в области стыка континентальных плит представляется грандиозной перестройкой структуры и поверхности литосферы, захватившей огромную территорию. Памир и Тянь-Шань с их сложной гетерогенной морфоструктурой постепенно превратились в единую область преобладающего сноса с внутригорными впадинами, уступающими по площади горным поднятиям. Сходную эволюцию испытала прилегающая обширная территория Высокой Азии.

Анализ формаций и палеоморфоструктур **островодужного пояса** показывает принципиально иную последовательность развития, что в конечном счете обусловило контрастность современного рельефа.

После дат-палеоценового континентального перерыва, связанного с ларамийским тектогенезом, в эоцене вновь устанавливаются морские условия, судя по осадкам и фауне (устричные отмели) шельфового типа. Эоцен-олигоценовая (мощность осадков более 2000 м) и ранне-среднемиоценовая (более 3000 м) трансгрессии распространялись из глубоководных прогибов Тихого океана, поскольку для Сахалина характерно их запаздывание по сравнению с Японией. Трансгрессии были разделены в конце олигоцена Курильской фазой складчатости и поднятий, обусловленной ускорением движения Тихоокеанской плиты [44]. Судя по субконтинентальным вулканическим породам и конгломератам аракайской свиты Сахалина мощностью до 800 м, в это время на месте островных дуг располагался окраинный вулканический пояс типа Сихотэ-Алинского. Согласно мобилистским реконструкциям, на основе анализа магнитных аномалий [33], к началу неогена приурочено образование ряда разломов, обусловивших в дальнейшем разделение Амурской (материковой), Японской и Охотской (островодужных) микроплит. Время заложения разломов коррелируется с Курильской фазой тектогенеза, палеогеографическое значение которой подчеркивается исчезновением ряда диатомовых на границе палеогена и неогена [45]. Однако по геоморфологическому значению кратковременная фаза диастрофизма в конце палеогена не сравнима с началом направленного орогенеза внутри континента в олигоцене.

Ранний миоцен вновь начинается трансгрессией, отразившейся в смене мелководных и континентальных фаций глубоководными (флиш

холмской свиты), сформировавшимися в условиях дифференцированного подводного рельефа с многочисленными подводными оползнями, нептоуческими дайками, сейсмодислокациями вдоль поперечных разломов. Флишевые отложения холмской и невеличской свит на Сахалине как индикаторы повышенной сейсмической активности очерчивают ареалы древних землетрясений, приуроченных к стыку кулисообразно сочлененных поднятий островов и их подводных продолжений типа Южных Курил протяженностью в несколько десятков километров. В конце среднего миоцена проявляется очередная кратковременная алеутская фаза тектогенеза, вызвавшая образование уже надводных поднятий с интенсивным субаэральным вулканизмом (чеховская вулканогенная до 1000 м и верхнедуйская угленосная свиты до 900 м). Окончательно оформились основные морфоструктуры Японо-Сахалинской и Камчатско-Корьякской островных дуг, разделяемые продольными и поперечными разломами.

После отложения угленосных фаций, фиксирующих невысокие денудационные и аккумулятивные равнины типа современной Северо-Сахалинской с серией лагун, начинается позднемиоценовая трансгрессия, не уступающая по широте распространения палеогеновой и раннемиоценовой, отразившаяся в осадках кураусийской (окобыкайской) свиты мощностью до 3000 м. Судя по тонкозернистости осадков, на «палеоостровах» этого времени преобладали поверхности выравнивания, фрагменты которых сохранились в островных дугах. Для верхней части окобыкайской свиты характерно постепенное обогащение крупнообломочным материалом, которое завершилось формированием молассы маруямской (нутовской) свиты мощностью более 3000 м; последняя связана с окончательным поднятием островной дуги.

Резюмируя, следует наметить две тенденции развития островодужного пояса. Конструктивная тенденция выразилась в увеличении вертикальной мощности и латеральном разрастании (аккреции) площади континентальной коры. При этом возникли положительные морфоструктуры олигоценового (Сахалин, Западная Камчатка) и миоцен-плиоценового возраста (Курило-Восточно-Камчатская дуга). Деструктивная тенденция проявилась в деградации земной коры, уменьшении ее мощности и образовании отрицательных морфоструктур олигоцен-миоценового (краевой вулканический пояс), миоцен-плейстоценового возраста (глубоководные впадины).

## ВЫВОДЫ

1. Установленные по геоморфологическим, геологическим, геофизическим данным глобальные различия развития крупнейших сегментов земной поверхности (Тихоокеанского и Индо-Атлантического) хорошо подтверждаются конкретными материалами морфоструктурной эволюции островодужных и орогенных поясов. Следует особо подчеркнуть значительные отличия циклического преимущественно океанического развития островных дуг от направленного роста в преимущественно континентальных условиях орогенных поднятий.

2. На раннем этапе прослеживается наибольшее сходство в развитии обеих зон, поскольку в их пределах преобладали глубоководные океанические бассейны типа современных желобов и подводных поднятий. При этом в орогенном поясе большую роль играли кристаллические и гранитные массивы, а также микроплиты. Наиболее древние орогенные поднятия, отражающиеся в современной морфоструктуре, образовались внутри континента в конце палеозоя (варисийское скупивание), после чего островодужные условия там ликвидировались.

3. На позднемезозойско-раннекайнозойском этапе поднятие Северного Памира и Тянь-Шаня представляло горную систему типа невулканических островных дуг с тыловыми шельфовыми бассейнами. На месте Сахалино-Камчатской системы располагалась вулканическая дуга, разделяющая шельфовый и глубоководный бассейны. На рубеже позднего мела — палеогена ускоряется сближение микроплит Неотетиса и происходит наиболее значительное ларамийское горообразование в Тихооке-

анском поясе, что свидетельствует о глобальном характере тектонической активности после планетарной позднемеловой трансгрессии.

4. На позднекайнозойском этапе усугубляются различия между рассматриваемыми регионами. В орогенном поясе происходило направленное нарастание амплитуд рельефа в континентальных условиях, прерывавшееся периодическим ослаблением поднятий и формированием полигенетических поверхностей выравнивания. Орогенез привел к грандиозной перестройке структуры и поверхности земной коры. В островодужном поясе конструктивная тенденция выразилась в образовании положительных морфоструктур дуг, деструктивная — в образовании отрицательных морфоструктур глубоководных котловин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зюсс Э. Лик Земли. Т. 3. 1909. 202 с.
2. Карпинский А. П. Собрание сочинений, т. 2. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 428 с.
3. Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 2, вып. 4, с. 21.
4. Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1942, № 6, с. 3.
5. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 11.
6. Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржуев С. С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой концепции глобальной тектоники плит.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5, с. 3.
7. Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 269 с.
8. Горелов С. К. Основные этапы выравнивания рельефа СССР.— Геоморфология, 1972, № 4, с. 9.
9. Мецераков Ю. А. Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 316 с.
10. Коржуев С. С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М.: Наука, 1974. 312 с.
11. Лисицын А. П. Терригенная седиментация в океанах.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 6, с. 12.
12. Янин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, № 2, с. 37.
13. Белоусов В. В. Развитие литосферы и разломы.— Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 4, с. 3.
14. Пущаровский Ю. М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 841.
15. Милановский Е. Е. О вероятной природе поднятий, депрессий и гор планеты Марс.— В кн.: Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984, с. 198.
16. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 316 с.
17. Гайнанов А. Г. Строение земной коры переходных зон от континентов к океанам.— Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 3, с. 31.
18. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 212 с.
19. Пискунов Б. Н. Петрохимическая граница Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 6, с. 1211.
20. Пейве А. В., Янин А. Л., Зоненшайн Л. П. Становление континентальной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 3.
21. Монин А. С., Янин А. Л. О глобальной тектонике планет.— Докл. АН СССР, 1983, т. 266, № 2, с. 317.
22. Милановский Е. Е. Закономерности тектонического развития и вулканизма Земли.— Геотектоника, 1978, № 6, с. 3.
23. Александров С. М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 184 с.
24. Благоволин Н. С., Пиенин Г. Н. Древность рельефа горных систем Паратетиса.— Геоморфология, 1981, № 3, с. 3.
25. Геншафт Ю. С. Титаномагнетиты магматических пород Командорских островов как индикаторы геодинамического режима.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 4, с. 90.
26. Руженцев С. В., Швольман В. А., Поспелов И. Н. Офиолитовые сутуры и тектоническая эволюция Высокой Азии.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 6, с. 14.
27. Хаин В. Е. Основные этапы и общие закономерности эволюции структуры земной коры.— Известия вузов. Геология и разведка, 1983, № 11, с. 12.
28. Шейн В. С. Геодинамическая модель нефтегазоносных территорий юга СССР.— Сов. геология, 1985, № 2, с. 64.
29. Шилов В. Н. О палеовулканических картах Сахалина позднемелового — неогенового этапа.— Вулканология и сейсмология, 1984, № 2, с. 14.
30. Бродская Н. Г. О вероятной рифтовой природе палеозойско-мезозойских бассейнов Сахалина, Японии, Калифорнии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 5, с. 811.
31. Краснов Е. В., Савицкий В. И. Палеогеография древних коралловых рифов Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5, с. 81.
32. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов — Геотектоника, 1977, № 2, 3, с. 3.

33. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для 160 млн лет.— Геотектоника, 1984, № 3, с. 3.
34. Руженцов С. В., Поспелов И. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 41.
35. Буртман В. С. Тектоника Памирского синтаксиса.— Геотектоника, № 1, с. 1982, с. 31.
36. Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
37. Поршняков Г. С. Тектонические покровы в складчатых областях.— В кн.: Структура земной коры континентов и океанов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983, с. 21.
38. Пшенин Г. Н. О древности рельефа горной Ферганы.— Геоморфология, 1982, № 1, с. 80.
39. Хаин В. Е., Балуховский А. Н., Ронов А. Б. Меловые литологические формации мира.— Сов. геология, 1975, № 11, с. 3.
40. Леонтьев О. К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое.— Океанология, 1969, № 5, с. 71.
41. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1974. 252 с.
42. Сборщиков И. М. Глыба Лут (Восточный Иран) в системе структур Альпийского пояса.— Докл. АН СССР, 1982, т. 249, № 4, с. 301.
43. Мезозойско-кайнозойские орогенные пояса. Ч. I, II. М.: Мир, 1977. 602 с.
44. Кононов М. В. Абсолютное движение Тихоокеанской плиты по палеоклиматическим, палеомагнитным данным и траекториям горячих точек за 120 млн. лет.— Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 6, с. 1442.
45. Жузе А. П. Древние диатомеи и диатомовые породы Тихоокеанского бассейна.— Литология и полез. ископаемые, 1968, № 1, с. 41.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию  
1.VIII.1985

## MORPHOSTRUCTURAL EVOLUTION OF CONTINENTAL-OCEANIC AND INTRA-CONTINENTAL SUTURAL ZONES

ALEKSANDROV S. M.

### Summary

Morphostructural evolution of inter-plate — sutural — zones is discussed, island arcs and mountain uplifts being compared and likeness and differences in their evolution being traced for 3 stages, i. e. Pre-Late Mesozoic, Late Mesozoic — Early Cenozoic and Late Cenozoic. The two zones developed in similar way at the first stage, difference first appeared at the second stage and considerably deepened at the third. Island arcs evolution proceeds in cycles mostly under oceanic conditions, orogenous uplifts grow continually mostly within limits of the continents. Both kinds of sutural zones are characterized by migration of island arcs replaced by orogenous structures from Eurasian continent towards Pacific and Indian oceans, linear block morphostructures to replace microcontinents, mantle and folded arcuate structures to be formed at the places of deep troughs marked by ophiolitic belts.