

УДК 551.4 : 551.24

АЛЕКСАНДРОВ С. М.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Развитие новой мобилистской концепции и ее применение в науках о Земле, смежных с геоморфологией, связаны с усилившимся стремлением к уточнению современных представлений о соотношении глубинной структуры и рельефа. Упрощенные построения, преобладавшие на первых этапах развития тектоники плит, уступают место более сложным моделям палеогеодинамики, глубинной и поверхностной тектоники, рельефа, не игнорирующим важнейшие позитивные положения геосинклиналиной теории. И. П. Герасимов подчеркивает, что «эта задача должна разрешаться путем разработки современной типологии горных сооружений, для чего необходимо теоретическое обобщение материала конкретных региональных исследований [1, с. 12]. Основное внимание в нашей статье уделено новым данным о строении и происхождении региональных морфоструктур островных дуг западно-тихоокеанского типа и горных стран среднеазиатского типа.

Не затрагивая положений общей геодинамики или динамики внутренних оболочек Земли, подчеркнем, что считается геофизически корректной модель крупночешуйистой тепловой или химико-гравитационной конвекции вещества с восходящим потоком в срединно-океанических хребтах и материковых рифтах и нисходящим потоком в областях поглощения или деструкции земной коры [2]. Теоретические положения частной геодинамики о сложных процессах спрединга в области конструктивных границ плит, субдукции на деструктивных границах плит в Тихоокеанском поясе, обдукции в восточной части Средиземноморского пояса принимаются нами далее в качестве исходных, хотя автор отчетливо сознает наличие серьезных трудностей в объяснении ряда вопросов, таких, например, как сосуществование сети глобальных линеаментов и кольцевых морфоструктур с мобильными сдвигами.

Важная методическая задача — выявление геоморфологических индикаторов проявлений тектоники плит на поверхности Земли, тем более, что морфоструктурный анализ получил в последнее время новый инструмент — интерпретацию космических снимков [3]. Ниже рассмотрены некоторые новые данные, расширяющие региональные представления о геоморфологических индикаторах проявлений тектоники плит, установленных на суше по результатам дешифрирования космоснимков. Наиболее общие различия индикаторов иллюстрируются табл. 1 и 2, причем в табл. 1 суммированы данные о геоморфологических различиях конструктивных и деструктивных границ плит, а в табл. 2 рассмотрены варианты геоморфологических различий деструктивных границ.

Из рассмотренных признаков наиболее интересны и показательны изгибы морфоструктур шовных зон, приуроченные к клиновидным выступам плит: Памирский и Шиллонгский синтаксисы, Зейский клин, область сочленения Камчатской и Алеутской дуг и т. д. Ранее нами отмечались [4] морфоструктурные аномалии этих областей: сгущивание, надрывы, деформации террас и т. п. Изучение рельефа и тектоники этих зон заметно продвинулось в связи с широким развитием морской геологии и геофизики (периокеаническая зона), глубинной геофизики и дешифрирования космических снимков (внутриконтинентальная зона). Рассмотрим особенности их рельефа в целом как геотектур, а затем детализируем закономерности строения ключевых морфоструктур, являющихся индикаторами тектонической активности на границах плит.

Геоморфологические различия границ плит

Тип границ плит	Конструктивные (дивергентные) границы плит в зонах спрединга (океанических и континентальных)	Деструктивные (конвергентные) границы плит в шовных зонах (континентально-океанических и внутриконтинентальных)	Нейтральные границы скольжения плит (океанические и континентальные)
Макрорельеф	Рифтовые долины, срединно-океанические хребты (на протяжении более 60 тыс. км в рифтовых зонах океанов прослеживаются четыре геоморфологические подзоны: а, б, в, г)	Островные дуги, глубоководные желоба, краевые валы, вулканогенные пояса; горы складчатого и глыбового генезиса	Системы меганеровностей рельефа, приуроченные к океаническим и континентальным трансформным разломам
Мезорельеф	Упорядоченный рельеф: а) экстррузии, б) кьяры (раздвиговые трещины), в) сбросы, г) грабены растяжения, ориентированные субпараллельно оси тектонического стресса; образуют четыре геоморфологические подзоны	Неупорядоченный рельеф, связанный с надвигами, скучиванием, торшением, сдвигами: горные гряды и депрессии, ориентированные хаотически относительно тектонического стресса	Подводные ущелья и каньоны, вулканы, уступы горных хребтов, ориентированные под углом к тектоническому стрессу

Таблица 2

Геоморфологические варианты деструктивных границ плит

№	Тип латеральной деформации	Рисунок линейных объектов	Региональный пример
1	Сдвиг вдоль разлома	Нарушение расположения гидросети и конфигурации хребтов	Талассо-Ферганский, Центрально-Сахалинский разломы
2	Изгибы и синтаксисы на клиновидных выступах плит	Дугообразное расположение хребтов и гидросети	Памир, Шиллонгский выступ, Кветта, Зейский клин
3	«Расщепление» морфоструктур вдоль поперечных разломов	Виргации хребтов и расхождение гидросети	Средненарынская виргация, Северо-Сахалинская виргация
4	«Изломы» морфоструктур вдоль поперечных разломов	Резкое, коленообразное сочленение хребтов и долин	Чаткальская система хребтов, Восточно-Сахалинские горы
5	Линейные субпараллельные разломы	Параллельное расположение хребтов и долин	Гималаи и прогиб Инда, Сихотэ-Алинь и Хорский прогиб
6	Сжатие в области слабо дислоцированных флишoidных толщ	Бахромчатое и гирляндобразное расположение хребтов и долин	Сулеймановы горы, Камчатско-Пенжинская депрессия
7	Сжатие в области консолидированных кристаллических пород	Скучивание хребтов и массивов, центробежный рисунок долин	Памир, Шиллонгский выступ, Восточная Камчатка

Области островных дуг и внутриконтинентальных горных поднятий имеют, как известно [1, 4], черты определенного сходства (изоморфизма), отражающего общую активность на границах плит, и существенно различия (полиморфизма), отражающего контрастность взаимодействия океанических и континентальных плит.

Геометрически они характеризуются линейностью (дугообразностью), разделяя изометричные стабильные плиты. Различия проявляются в ширине зон: несколько сотен километров — периферическая область преимущественного растяжения; до 100 км — внутриконтинентальная зона преимущественных сжатий.

Геоморфологически обе области отличаются большой контрастностью рельефа (8—12 км), причем обобщенный профиль их имеет определенное подобие, отличаясь абс. высотой на 3—4 км. Различия — в крайнем положении на гипсографической кривой рельефа Земли: к области взаимодействия океанической и материковой плит приурочены максимальные глубины (глубоководный желоб), к области столкновения континентальных плит — максимальные высоты (поднятия Высокой Азии). Для восточной части Альпийско-Гималайского пояса это подчеркивается чередованием областей максимальных высот, окаймленных грубообломочными молассами, и областей относительно небольших высот при огромной мощности геосинклинальных осадков. Проиллюстрируем это табл. 3, составленной нами на основе анализа данных по орогеническим поясам [5].

Таблица 3

Соотношение высоты поднятий и мощности геосинклинальных мезозойско-кайнозойских осадков

Горная система (с запада на восток)	Эльбурс	Загрос	Сулеймановы горы	Каракорум	Гималаи	Горы Бирмы	Горы Калмангана
Высота, км	5	3	2,5	8	9	2	3
Мощность осадков, км	20	27	32	10	6	38	55
Формация	Флиш			Молассы		Флиш	

Из таблицы видно, что к району наибольшего сближения Индостанской и Евразийской плит (Каракорум, Памир, Гималаи) приурочена область максимальных высот при относительно небольшой мощности осадков, причем молассы поднятия Высокой Азии сменяются на флангах складчатого пояса флишевыми формациями.

Геофизически обе области характеризуются наличием фокальных плоскостей Заварицкого — Беньофа (на периферии океана глубиной до 700 км, внутри материка до 200 км), высокими градиентами гравитационных и магнитных аномалий. Различия — в мощности и структуре земной коры: мозаичная кора мощностью 10—40 км характерна для периферической области субдукции; более монотонная кора мощностью до 70 км — для области тектонического сжатия внутри континента. Увеличение мощности коры, соответствующее динамическому сжатию, надвигам и подвиганию расцепленных горизонтов коры (механизм субдукции), сопровождается региональным уменьшением величины теплового потока и современного вулканизма.

Геодинамически области сходны высокой новейшей и современной тектонической активностью, выражающейся в близком к максимальному для орогенных поясов уровне сейсмичности. Различия заключаются в большей роли морфоструктур, связанных с растяжением (глубоководные котловины и желоба) в периферической зоне субдукции.

Геотектонически сходство шовных зон проявляется в наличии офиолитовых поясов, фиксирующих древнюю океаническую кору, частично перекрытую в результате тектонических надвигов; в интенсивной мезозойско-кайнозойской складчатости, наличии тектонического меланжа и олистостром; в многочисленных магматических проявлениях благодаря высокой проницаемости коры по глубинным разломам. Различия проявляются в более молодом возрасте формирования коры на периферии Тихого океана и преобладании основного и щелочного магматизма в отличие от кислого, преимущественно гранитоидного магматизма внутри континента.

Палеогеоморфологическое сходство областей проявляется в определенной последовательности тектонического развития и смены геоморфологических обстановок, установленной на территории Северной Евразии: ранняя океаническая стадия (офиолиты) сменяется переходной мелководной стадией (флиш) и затем орогенной, или неотектонической (молассы). Эта современная мобилистская геосинклинальная концепция направленного развития земной коры [6] основывается на том, что формирование материка Евразии проходило путем многофазного чередования аллохтонного и автохтонного механизмов. К позднему мелу, т. е. к началу активного проявления геоморфологического этапа, обе зоны представляли собой океанические бассейны, фиксируемые офиолитовыми ассоциациями восточной части Средиземноморского пояса, Сахалина, Камчатки и т. д. Палеогеоморфологические различия заключаются в известной асинхронности геологических событий: большой роли позднепалеозойского (варисийского) тектогенеза внутри континента и кайнозойского возрождения гор; большей роли мезозойского (ларамийского) тектогенеза на периферии океана и позднекайнозойском островодужном этапе; омоложении поверхностей выравнивания от Центральной Азии к Тихому океану, преобладании морских условий и меньшей мощности континентальных моласс в континентально-океанической зоне. При всем этом важно подчеркнуть не полную синхронность смены палеогеоморфологических обстановок, а их определенную циклическую последовательность, подчеркивающую направленное развитие этих удаленных областей.

Конкретное рассмотрение региональных морфоструктур иллюстрируется схемой морфоструктурного районирования (рисунок).

Несмотря на обилие комплексных данных по хорошо изученной наземными и дистанционными методами территории Средней Азии, дискуссия о происхождении отдельных морфоструктур остается незаконченной. Так, рассматривая Индо-Памирскую зону поднятий как один из важнейших поперечных линеаментов Азии, Б. А. Петрушевский [7] последовательно доказывает устойчивость его положения, основываясь на длительности развития линеамента. Однако новейшие данные о строении и развитии Памиро-Пенджабского синтаксиса, занимающего ключевую позицию в системе орогенических ансамблей на стыке Памира и других поднятий Высокой Азии, свидетельствуют о вторичном происхождении резких изгибов морфоструктур [8]. Особенно веские материалы о смещении складчатых морфоструктур к северу на 300—400 км и увеличении кривизны Памирских дуг с изменением простирания на 90° в кайнозойское время получены в ходе многолетней геологической съемки Афганистана и при помощи палеомагнитных исследований [9]. Формирование синтаксиса за счет опережающего движения Индостанской плиты подтверждается разностью скоростей перемещения Индостанского (56 мм/год) и Аравийского (48 мм/год) субконтинентов, определенных на основе расчетов «мгновенной» кинематики плит. С латеральными перемещениями связаны системы сдвигов вдоль Чаманско-Мукурского разлома [10]. Особенности проявления современных движений [11, 12] объясняются сейчас физическим эффектом жесткого штампа в относительно пластичное пространство. Роль штампа выполняет северо-западный выступ Памиро-Бадахшанского блока.

Рассмотрим некоторые данные, полученные по космическим снимкам, представляющим возможность эффективного изучения планового расположения морфоструктур (табл. 2). Результаты дешифрирования [3, 4, 13, 14] показывают, что на флангах взаимодействующих плит наблюдаются системы сдвигов (Чаманский, Талассо-Ферганский и др.), во фронтальных частях — тектоническое сучивание и дугообразные разломы. Направление сдвигов соответствует клинообразному перемещению Памиро-Бадахшанского блока к северу. Весьма актуальна сейчас

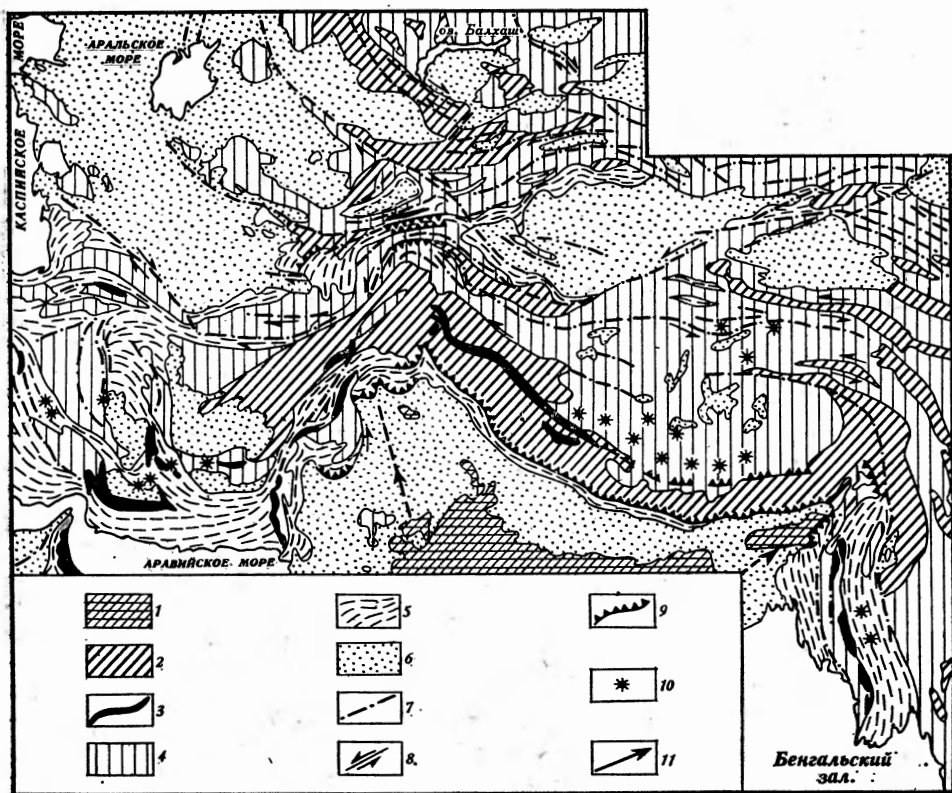


Схема морфоструктурного районирования внутриконтинентального орогенного пояса
 1 — низкорные горстовые поднятия дофанерозойского основания (щитов); 2 — линейные горные эпиплатформенные поднятия раннепалеозойского фундамента; 3 — линейные горные эпигеосинклинальные поднятия офиолитовых поясов; 4 — линейные и изометричные горные эпиплатформенные поднятия позднепалеозойского фундамента; 5 — линейные складчатые низкорные эпигеосинклинальные поднятия, возникшие при инверсии флишевых прогибов; 6 — изометричные и линейные равнинные впадины эпиплатформенных и передовых орогенных прогибов; 7 — основные морфоструктурные линейменты (разломы, выраженные в рельефе); 8 — основные сдвиги по разломам, выраженные в рельефе; 9 — основные надвиги по разломам, выраженные в рельефе; 10 — кайнозойские вулканические проявления, выраженные в рельефе; 11 — направления наибольших латеральных смещений, установленных геологическими, палеомагнитными и геоморфологическими методами (Памирский и Шиллонгский синтаксис)

объективизация выделенных фотолинементов и разделение первичной (ротационной) планетарной трещиноватости [15] и наложенных разломов, связанных с более поздними движениями. Эта задача решается лишь при статистическом анализе трещиноватости на ключевых участках и интерпретации морфоструктурных данных, причем главными признаками активных разломов являются пограничное положение между контрастными морфоструктурами; значительные амплитуды рельефа; активные экзогенные процессы; высокая сейсмичность; геофизические аномалии. Подчеркнем при этом, что не всегда поверхностные линейменты, выявляемые дистанционными методами и даже подтвержден-

ые наземными наблюдениями, отождествляются с глубинными нарушениями. Современные исследования [16] устанавливают разноэтажность тектонических нарушений в связи с расслоенностью литосферы и дигармоничностью движений ее различных слоев. Это необходимо учитывать при морфоструктурном анализе космических снимков.

Фланги взаимодействующих плит имеют различное выражение в рельефе. Западнее Памирского синтаксиса в меридиональном направлении прослеживается протяженная (до 3,5 тыс. км), узкая (до 100 км) система глубинных разломов, называемая Урало-Оманским линеаментом, выраженным в рельефе, геологической структуре и геофизических полях. На мелкомасштабных снимках линеамент прослеживается как полоса резкого стыка различно ориентированных складчатых морфоструктур. Противопоставляются две возможных гипотезы о происхождении линеамента. В аспекте унаследованности его рассматривают как сквозную систему глубинных разломов, отражающую первичную, во всяком случае домезозойскую, делимость земной коры на мегаблоки [17]. С позиций тектоники плит [18, 19] взаимное расположение морфоструктур (Лутской, Таджикской и др.) свидетельствует о существенной роли вторичных позднемиловых — раннепалеогеновых сдвигов в пограничной полосе между двигавшимися с различной скоростью Аравийской и Индостанской плитами. Это соответствует вышеприведенным данным о вторичности всего синтаксиса.

Северо-восточнее Памирского синтаксиса располагается система разломов — сдвигов северо-западного простирания, отчетливо выявляющаяся на снимках всех масштабов, отражающая, по нашему мнению, активное латеральное взаимодействие плит. Наиболее четко выражены Талассо-Ферганский, Джалаиро-Найманский, Джунгаро-Урумчинский, Чингиз-Тарбагатайский разломы — сдвиги с простиранием 300—330° (табл. 4).

Таблица 4

Основные параметры разломов — сдвигов [15]

Название	Простирание (азимут)	Протяженность, км	Ширина полосы нарушений, км	Величина смещений, км	Возраст смещений (начальный)
Талассо-Ферганский	300—315°	600	25	130—200	Поздний палеозой
Джалаиро-Найманский	320°	500	30	65—90	Средний палеозой
Каратальско-Актасский	310°	300	20	15—20	Поздний мел
Джунгаро-Урумчинский	315°	300 (в пределах СССР)	5	25	Поздний палеозой
Чингиз-Тарбагатайский	315°	500	10	50	Поздний мел

Детальное изучение ряда разломов на ключевых участках с помощью космоснимков показывает закономерное изменение простирания хребтов с широтного в области эпиплатформенного поднятия на северо-западное на стыке с плитой. Это отражает эффект «волочения» вдоль активной плоскости сдвигов, причем в районе изменения простирания образуются крутосклонные гряды, связанные с тектоническим скупиванием.

Сопоставление региональной геодинамики на основе решения фокальных механизмов землетрясений, проведенное в более широком плане [20, 21] с использованием космических снимков зарубежной Азии, выявляет очень сложную мозаичную картину деформаций, но в общем согласующуюся с отмеченными закономерностями. Так, веерообразному расхождению микроплит (Таджикской и Таримской) в стороны от Памирского синтаксиса соответствует сочетание двух систем разломов — сдвигов: северо-западного простирания, продолжением которой на юг являются дизъюнктивы Таримской впадины; северо-восточного простирания: Чаманский, Восточно-Иссыккульская система (Кеминское направление), Чаткало-Кураминская система.

Широтные линеаменты Тянь-Шаня в отличие от северо-западных и северо-восточных, как правило, не имеют ясно выраженных сдвигов: таковы тектоническая «линия Николаева», разделяющая разновозрастные структуры, Южно-Ферганский разлом, пограничные разломы Киргизского и Заилийского хребтов. Однако широтные сдвиги в Таджикской депрессии связываются именно с воздействием Памиро-Бадахшанского блока [19]. Характерно, что в строении Ферганской депрессии прослеживаются системы разломов всех трех простираний: северо-западного, северо-восточного, широтного. Какова же генетическая сущность этих разломов, их возраст и механизм формирования? Несомненно, что существование морфологически выраженных систем нарушений свидетельствует о региональном масштабе молодых тектонических процессов на границе взаимодействующих плит.

Современные исследования глубинной структуры и динамики литосферы Тянь-Шаня [22] показали, что в западной части эпиплатформенного орогена преобладает латеральное сжатие. Восточный Тянь-Шань как поднятие возник на месте повышенной термической активности верхней мантии в большей степени за счет вертикальных движений. Деформации вдоль широкой зоны Талассо-Ферганского сдвига отражают эти существенные геодинамические различия. При этом планетарная трещиноватость как отражение ротационного поля упругих напряжений литосферы имеет стационарный характер, а рассматриваемые линеаменты связаны с активными (новейшими и современными) деформациями сдвигов. Следует отметить резко различную активность сдвигов, проявляющуюся в интенсивности рельефообразующих процессов. Наиболее активны в пределах Средней Азии Талассо-Ферганский, Джунгарский сдвиги и система разломов северо-западного простирания в хребте Кунгей. К ним приурочены позднеплейстоценовые и голоценовые смещения эрозионных форм, современные сейсмогравитационные явления (обвалы, оползни, осовы и т. д.). Джалаиро-Найманский и Чингиз-Тарбагатайский разломы, располагающиеся преимущественно в пределах денудационных равнин Казахского мелкосопочника, представляют собой отмершие в геодинамическом аспекте линеаменты, проявляющиеся в рельефе через литолого-петрографический состав горных пород.

Налицо тесная сопряженность новейших и современных деформаций, прежде всего их активности, с геоморфологическим обликом горных стран и прилегающих равнин.

Рассмотрим в дополнение к изложенному морфоструктуры юго-восточного клиновидного выступа Индостанской плиты — Шиллонгского синтаксиса, приуроченного к выступу докембрийского фундамента. Новые данные о сейсмичности, геоморфологии и тектонике этого региона (бассейн рек Брахмапутра и Иравади) подтверждают там наличие сейсмофокальной зоны глубиной до 100 км, резких дугообразных изгибов морфоструктур, новейших сдвигов, соответствующих латеральным деформациям [23]. Особое внимание следует обратить на почти полную симметрию планового расположения резко изогнутых дугообразных морфоструктур по обе стороны более плавно изогнутой дуги покровно-глыбового поднятия Гималаев, ясно выявляемую по космическим снимкам.

Плитная модель всего Гималайско-Тибетского региона [24] предполагает в эоцене замыкание (обдукцию) мезозойского Тетиса, фиксируемого офиолитовым поясом сутурной (шовной) зоны Инда. После закрытия океанического бассейна и столкновения субконтинентов происходило, согласно палинспастическим реконструкциям, продвижение жесткого штампа в жесткопластичное тело складчатых сооружений [25].

Реальная морфоструктура в целом соответствует этой модели, причем примерно одинаковая геоморфологическая последовательность характерна для всего северо-западного фаса Индостанской плиты на протяжении более 2 тыс. км, что соответствует протяженности дугообразных разломов на границе океана и островных дуг. Выдержанность и параллельность основных морфоструктурных областей Гималаев, таких, как пограничный разлом, кайнозойские Субгималаи, Центральный разлом, чешуйчато-надвиговые эпиплатформенные Низкие Гималаи, осевой разлом, глыбовые эпиплатформенные Высокие Гималаи, шов Инда, мезозой-кайнозойские эпигеосинклинальные Тибетские Гималаи, хорошо известных из классической работы А. Ганссера [26], могут свидетельствовать об однотипности геодинамики на стыке плит.

Рисунок морфоструктур и, очевидно, геодинамика резко изменяются в области обоих синтаксисов. В области Памирского синтаксиса морфоструктурные клинья типа Нангапарбат-Харамош обращены острием на север, большинство аллохтонов смещено в том же направлении. Северо-западные разломы с правыми сдвигами окаймляют Восточный Памир, северо-восточные разломы с левыми сдвигами развиты на Западном Памире, причем далее на юг они объединяются с системой Мукуро-Кветта-Чаманского разлома, образуя крупнейший Памиро-Афганский левый сдвиг. Наличие фланговых сдвигов наряду с фронтальными надвигами вдоль Дарваз-Каракульского разлома и веерообразное расхождение микроплит Афгано-Таджикской на запад, Таримской — на северо-восток, Тибетской — на восток свидетельствуют о латеральном перемещении Памиро-Бадахшанского блока, что подтверждает выводы А. В. Пейве и др. [27], намеченные еще до появления тектоники плит. В общем сходная картина характерна для Шиллонгского синтаксиса, хотя интенсивность поднятий здесь уступает Памиру [28]. Левые сдвиги субмеридиональные простирания развиты вдоль долины р. Брахмапутра, субмеридиональные правые сдвиги развиты вдоль складчатых дуг гор Аракан-Йома. Морфоструктурные клинья обращены на северо-восток.

Для обоих синтаксисов характерны орогидрографические аномалии и плановые деформации речных долин. В Памиро-Гиндукушском регионе это центробежный рисунок верховьев Пянджа, Инда, Тарима с резкими коленообразными изгибами antecedentных долин. В Восточно-Гималайском регионе это аномальное сближение antecedentных долин рек Цангпо (Брахмапутра), Иравади, Солуин, Меконг, Янцзы, к югу и востоку от которого долины расходятся широчайшим веером центробежного рисунка. В обоих синтаксисах верховья крупнейших рек материка сближены на расстояние 200 км, в то время как их средние течения и устья удалены друг от друга на несколько тысяч километров. Учитывая древность большинства долин, следует предположить, что эти орогидрографические аномалии отражают сложную историю формирования основных морфоструктур шовной зоны между Индостанским и Евразийским субконтинентами и прежде всего максимальное сближение блоков, сжатие, скучивание и тектоническое торошение, выявляемое для областей синтаксисов в верхних горизонтах литосферы.

Нельзя также не подчеркнуть морфоструктурных аналогий в строении низкогорий, примыкающих к рассматриваемым синтаксисам со стороны Пакистана и Бирмы. Дугообразные очертания складчатых Сулеймановых гор и хр. Мекран повторяются в общем рисунке хр. Пегу-Йома и Аракан-Йома, возникших в обоих случаях на смятых в относительно правильные складки (дуги, пучки) отложениях флишевой формации поздне меловых — эоценовых мелководных бассейнов Тетиса, существовавших до сближения континентальных блоков. Огромная мощность

(32—38 км) в обоих случаях дислоцированных однотипных флишевых осадков (табл. 3), отражающаяся в многократном (свыше 20) чередовании складчатых хребтов и депрессий, образующих дугообразные пучки шириной до 300 км, является дополнительным аргументом в пользу сходства палеогеодинамики по обоим флангам Гималайского поднятия. В обобщающих сводках [5, с. 299], отмечается поразительное сходство осадков и тектоники разрезов, удаленных на расстояние более 2500 км: флиш с экзотическими олистостромными глыбами, однотипные грязевые вулканы и т. д., что свидетельствует о существовании единого бассейна с примерно одинаковыми палеогеоморфологическими условиями, прослеживаемого от Макранского берега восточного Ирана и Пакистана до Араканского побережья (Ракхайн) Бирмы. Сходство современной геодинамики подчеркивается не только развитием грязевых вулканов, характерных вообще для периклиналей складчатых систем — областей выжимания пластического материала, но и повышенной коровой сейсмичностью (магнитуда землетрясений 8,25—8,5). Наличие огромных экзотических линз песчаников (площадью до 120 км², мощностью до 1500 м) свидетельствует о палеосейсмодислокациях в неогеновое время, в результате которых происходило соскальзывание линз по аргиллитовому субстрату.

Переходя к рассмотрению региональных пограничных морфоструктур континентально-океанической переходной зоны, необходимо подчеркнуть, что их изучение осложняется известными трудностями использования в акваториях геологических методов, поскольку подводное бурение весьма разрежено, а драгирование дает косвенную точечную информацию. Тем большее значение приобретает комплексирование геоморфологических данных с геофизическими. Определенные результаты были получены при корреляции геофизических параметров и реального рельефа краевого вала, островной дуги, глубоководного желоба, возникающих как морфоструктуры в результате реакции литосферы на подвиг в зоне Заварицкого — Беньофа [29]. Рассматриваются и другие варианты происхождения глубоководных желобов [30], причем наиболее существенным возражением против предполагаемого процесса субдукции являются признаки молодого растяжения в желобе, наличие сбросовых микроморфоструктур, отсутствие существенных деформаций молодых осадков. Однако детальное эхолотирование, сейсмическая съемка и физическое моделирование [31] показали наличие взбросовых дислокаций в желобе (7—10 ступеней шириной 5—10 км), формировавшихся в условиях сжатия. Верхнюю часть желобов на современном уровне знаний рассматривают поэтому как область чередования напряжений сжатия и растяжения, причем признаки растяжения объясняются геометрическим разложением сил общего сжатия. На сопряженном с желобом краевом валу прослеживается система пологих поднятий и впадин, связанных с процессами коробления. Вал Зенкевича представляет поднятое дно океана с относительно утолщенной корой (4—6 км), повышенным тепловым потоком (до 2 ед.), нарушением изостазии (30—60 мгал) и повышенной сейсмичностью, причем изостатическая неустойчивость соответствует поднятию коры на 400—600 м, т. е. на относительную высоту вала. Результаты физического моделирования подтверждают, что величина упругопластического изгиба океанской литосферы согласуется с батиметрическими параметрами системы вал — желоб.

Эти и многие другие факты свидетельствуют об активном взаимодействии плит, что лишь подтверждает на новом уровне предположение А. Н. Заварицкого о тектонических процессах в фокальной зоне, высказанное 35 лет назад и нашедшее свое место в концепции тектоники плит. Несомненно, что отсутствие возможностей прямых наблюдений делает проблему корреляции рельефа, тектонических структур и геофизических полей еще более сложной, чем для внутриконтинентальной зоны.

Это становится совершенно ясно при рассмотрении островных дуг, реальная морфоструктура которых сложнее идеализированной схемы. Палеогеоморфологический анализ формаций Восточной Камчатки показывает, что в неогене система глубоководных желобов располагалась западнее, что фиксируется офиолитовыми ассоциациями и вулканизмом. Еще более древние (палеогеновые, позднемиоценовые и т. д.) аналоги желобов реконструируются в глубь переходной зоны: в Корьякии, на Сахалине, на материке. Налицо миграция зон субдукции или геосинклинальных прогибов от материка к океану, чему соответствует образование крупных глубоководных впадин. Во внутриконтинентальной зоне, напротив, происходило направленное сокращение океанических бассейнов Нео-Тетиса, чему соответствует большая роль аллохтонов. Высокая тектоническая активность, проявлявшаяся на протяжении всего геоморфологического этапа, привела к формированию сложных морфоструктурных ансамблей, отражающих взаимодействие плит. В центральной части Азии, как было показано выше, это закономерное чередование складчатых, складчато-глыбовых горных систем, морфоструктурных линейментов и внутригорных депрессий. На востоке Азии это закономерное чередование поднятия краевого вала, глубоководного желоба, островной дуги, глубоководной котловины и окраинного вулканического пояса, внутриматериковых поднятий и впадин, причем новейшая тектоническая активность, проявляющаяся в сейсмичности, вулканизме, кайнозойской складчатости, амплитудах рельефа, снижается от океана в направлении материка.

Затуханием тектонической активности объясняется морфоструктурная асимметрия Камчатки и Сахалина. Восточные периферии их характеризуются высокоамплитудным слабо упорядоченным рельефом, отражающим сложность тектонической структуры. большую роль разломов — сдвигов и т. п. Современная морфоструктура унаследовала палеогеоморфологические различия, поскольку океанические окраины дуг развивались в области континентального склона, реконструируемого по глубоководным фациям; окраины, обращенные к матерiku, — в области мелководного шельфа, фиксируемого преобладанием флишевых осадков. Особая геодинамическая активность, в первую очередь высокая интенсивность новейших движений, вулканизма, напряженное состояние литосферы, проявляющееся в сейсмичности, отмечается для краевых частей Курило-Камчатской дуги — областей ее стыка с Алеутской и Японской дугами [4, 32]. Морфоструктуры Кроноцкого п-ова имеют геофизическую и петрологическую связь с поднятиями океанической плиты: полосовые магнитные аномалии океана пересекают желоб и продолжаются на полуострове; базальты по особенностям химизма схожи с океаническими толеитами; особенностью тектоники также является обилие надвигов и взбросов при меньшей роли нормальных складок. С интенсивными поднятиями по взбросам связаны аномально-высокие террасы. Общий рисунок Курило-Камчатской дуги с двумя изломами на стыке с прилегающими дугами удивительно похож и близок по геометрическим параметрам к рассмотренному выше рисунку внутриконтинентальных синтаксисов Индостана, хотя сеймотектонические пояса в последних выражены менее четко.

Границы внутриконтинентальных плит на Дальнем Востоке в отличие от островных дуг также характеризуются большей сложностью и рассредоточенностью деформаций при отсутствии четко выраженных вулканических и сеймотектонических поясов. Однако в ряде новейших структур фрагменты этих поясов и другие морфоструктурные аномалии находят подтверждение. Например, древний Зейско-Буреинский стабильный массив, хорошо выраженный в рисунке окаймляющих его дугообразных глыбовых сооружений Тукурингра — Джагды — Баджал, представляет геомеханически монолитный гранито-гнейсово-кристаллический блок упора [33], на стыке с которым образовалась зона сжатия вдоль линейно ориентированного хр. Тукурингра. На стыке с областью распространения диабазово-яшмовых комплексов (хр. Эзоп), который

представляет собой геомеханически слоистый блок-контрфорс, образовался надвиго-чешуйчатый меланж, свидетельствующий о надвиговых и сдвиговых деформациях и проявляющийся в хаотическом мезорельефе.

По-видимому, сжатия на стыках плит, отразившиеся в древней до-мезозойской структуре и рельефе, унаследованы в современной геодинамике, поскольку к ним приурочена высокая сейсмическая активность (8-балльная изосейста) вдоль разломов, ограничивающих линейную систему Тукурингра — Джагды, аномально-высокая для материковой части Дальнего Востока [34].

Вулканические проявления на периферии материка сосредоточены вдоль крупнейшей пограничной морфоструктуры — Сихотэ-Алинского мезозойско-кайнозойского вулканогенного пояса, аналоги которого по периферии Тихого океана установлены на северо-востоке СССР (Чукотско-Охотский пояс), на юго-востоке Азии (Катазиатский пояс), в Андах (Арауканский пояс). Пояса трассируют положение палеозон — Заварицкого — Беньофа. Сихотэ-Алинский пояс представляет собой почти сплошное поле (50×1000 км) разновозрастных вулканических тел и разделяющих их складчато-глыбовых горных массивов, местами совпадая с водоразделом бассейнов Амура и Японского моря, будучи отчетливо выражен в геофизических полях: гравитационных ступенях и линейных магнитных аномалиях. Наложенный (новообразованный) характер морфоструктуры пояса подчеркивается наличием несогласий между орогенными вулканитами и геосинклинальным комплексом мезозойской, а также диссонансом в простирации сводово-складчатых поднятий и вулканогенного рельефа западной и восточной частей Сихотэ-Алиния. В последние годы сделана попытка интерпретации окраинных поясов с позиций тектоники плит [6]. Было показано, что система активных континентальных окраин почти повсеместно включает заложившиеся на материковой коре пояса глубинной проницаемости, связанные с растяжением на стыке материка с океаническими (геосинклинальными) бассейнами. Очень важно отметить также, что пояса имеют нередко кулисообразное сочленение (граница Сихотэ-Алинского и Охотского отрезков) и поперечные разломы, отражающие более поздние (кайнозойские) деформации, соединяющиеся с поперечными разломами островных дуг.

ВЫВОДЫ

1. Важными геоморфологическими индикаторами особенностей проявления тектонической активности на границах взаимодействующих плит (глыб, блоков) являются закономерности планового рисунка геотектур для мегаплит; расположение и взаимная сопряженность морфоструктур для микроплит, глыб, блоков.

2. Действенным инструментом изучения закономерностей планового рисунка геотектур и морфоструктур является геоморфологическое дешифрирование разномасштабных космических снимков в комплексе с анализом геологических и геофизических данных.

3. Общая высокая неотектоническая активность и латеральные деформации на стыке плит свидетельствуют об их интенсивном взаимодействии, выражающемся в образовании островодужных — орогенных поясов.

4. Области горообразования западно-тихоокеанского и среднеазиатского типов существенно контрастны по рисунку геотектур и морфоструктур, так же как и по другим геоморфологическим, геологическим, геофизическим параметрам.

5. Отмеченные различия отражают особенности сочленения континентальной и океанической плит в Тихоокеанском поясе, двух континентальных плит в восточной части Средиземноморского пояса.

6. Геоморфологические индикаторы подчеркивают существенные различия взаимодействия плит, проявляющиеся в различных типах межплитных границ: а) конструктивных рифтогенных; б) деструктивных орогенных; в) нейтральных преимущественно разломно-сдвиговых.

7. Геоморфологические индикаторы более низких рангов отражают различные варианты взаимодействия плит, проявляющиеся в особенностях строения морфоструктурных ансамблей островодужных — орогенных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов И. П. Современные аспекты общей теории горообразования.— Геоморфология, 1981, № 2, с. 3.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 296 с.
3. Асеев А. А., Александров С. М., Городецкая М. Е. Современные задачи геоморфологического дешифрирования космических снимков Земли.— Геоморфологии, 1979, № 1, с. 3.
4. Александров С. М., Мелекесцев И. В. О морфоструктурных аномалиях континентально-океанических и межконтинентальных шовных зон.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 111.
5. Мезозойско-кайнозойские орогенические пояса. Ч. I, II. М.: Мир, 1977. 104 с.
6. Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте м-ба 1: 5 млн. М.: Наука, 1980. 120 с.
7. Петрушевский Б. А. Индо-Памирская зона — один из важнейших поперечных линейментов Азии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 5, с. 5.
8. Захаров С. А. Памиро-Пенджабский синтаксис в системе тектонических поясов юго-запада Азии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, № 6, с. 5.
9. Баженов М. Л., Буртман В. С., Гурарий Г. З. Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 114.
10. Wolfart R., Wittekindt H. Geologie von Afganistan. Berlin — Stuttgart, 1980. 500 s.
11. Буланже Ю. Д., Гусева Т. В., Демьянова Т. Е., Певнев А. К., Шеченко В. И. Морфология и происхождение Вахшского надвига по геодезическим и гравиметрическим данным.— Физика Земли, 1979, № 4, с. 11.
12. Лукк А. А., Юнга С. Л. Сейсмоструктурная деформация Гармского района — Физика Земли, 1979, № 10, с. 24.
13. Буш В. А., Кац Я. Г., Хаин В. Е. Основные черты структуры Средиземноморского пояса по данным дешифрирования космических снимков.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса (тез. докл.). М., 1978, с. 21.
14. Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. с. 202.
15. Бреханов В. Н., Буш В. А., Елович Е. Л., Қозицкая М. Т. Линейные и кольцевые структуры по данным космических снимков.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 3.
16. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Щукин Ю. К., Кучай В. Н., Кулагин В. К. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 160 с.
17. Горячев А. В. О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 31.
18. Сборщиков И. М. Глыба Лут (Восточный Иран) в системе структур Альпийского пояса.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 301.
19. Леглер В. А., Пржицлговская И. В. Взаимодействие Индийской и Евразийской плит и тектоника Таджикской депрессии.— В кн.: Строение литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1979, с. 78.
20. Wan-Ping-Chen, Molnar P. Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip on Central Asia.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, № 28, p. 2945.
21. Vivien Gornitz, Leonard Seeber. Morphotectonic analysis of the Hasara Ark region of the Himalayas, North Pakistan and Northwest India.— Tectonophysics, 1981, v. 74, S. 263.
22. Винник Л. П., Сайинбекова А. М., Юдахин Ф. Н. Глубинная структура и динамика литосферы Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 1, с. 143.
23. Verma R. K., Mikhopadhyay M., Nag A. K. Seismicity and tectonics in South China and Birma.— Tectonophysics, 1980, v. 64, S. 85.
24. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects continental collision.— Science, 1975, v. 189, p. 4201.
25. Tectonics of Tibet.— Nature, 1981, v. 294, № 5840, S. 103.
26. Ганссер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.
27. Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В. Тектоника Памиро-Гималайского пояса Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 6.
28. Thakur V. C., Jain A. K. Tectonics of region of eastern Himalayan Syntaxis.— Cur. Sci. India, 1974, v. 43, № 24, S. 201.
29. Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит.— Физика Земли, 1976, № 5, с. 31.
30. Леонтьев О. К. О генезисе и геодинамике глубоководных желобов.— Геоморфология, 1980, № 4, с. 3.

31. *Зоненшайн Л. П., Баранов Б. В., Леглер В. А., Савостин Л. А.* Глубоководные желоба как структуры сжатия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 61.
32. *Симбирева Н. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д.* Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным.— Геология и геофизика, 1976, № 1, с. 61.
33. *Ицксон Г. В.* Структуры сжатия, блоки-упоры, зоны меланжа Приохотья.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 85.
34. *Соловьев С. Л.* Сейсмическое районирование Приамурья и Приморья (вариант 1979) — В кн.: Сейсмичность и механизм очагов землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1980, с. 12.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
7.V.1982

GEOMORPHIC INDICATORS OF TECTONIC ACTIVITY AT LITHOSPHERIC PLATES BOUNDARIES

ALEKSANDROV S. M.

Summary

A classification is given of geomorphic indicators of tectonic activity at lithospheric plates boundaries. Morphostructures are subdivided into types on constructive, destructive and neutral (transform) boundaries of continental and oceanic plates. Special attention is paid to geomorphological description of destructive boundaries corresponding continental plates collision within Central Asia as well as to continental and oceanic plates interaction at Eastern Asia.