

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРОГЕНОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ

Парагенезисы структурных форм орогенов, сформированных в различных геодинамических обстановках, хорошо изучены. В то же время их морфологические различия исследованы недостаточно, хотя эти различия являются отражением геодинамических условий и могут служить самостоятельными индикаторами, особенно тогда, когда прямых геологических данных мало.

К орогенам, вслед за С.С. Шульцем [1], Н.И. Николаевым [2] и другими исследователями, мы относим области с горным рельефом, отличающиеся высокими градиентами пространственных изменений различных геологических, геофизических и физико-географических характеристик. Области начального горообразования еще не имеют достаточно яркого геоморфологического выражения, но активно развиваются как конседиментационные и кондендационные структуры. Примером таковых могут служить кряжи Центральных Кызылкумов, представляющие современный фронт расширяющейся области горообразования.

Существуют различные классификации орогенов (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин [3, 4], К.В. Боголепов [5], А. Миясиро и др. [6], С.К. Горелов [7], Г.Ф. Уфимцев [8], К. Оллиер [9], С.С. Коржув [10], И.П. Герасимов [11], В.Е. Хаин [12], В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе [13] и др.). Геодинамические условия формирования орогенов наиболее полно отражены в классификациях В.Е. Хаина [12, 13].

Все орогены, рассматриваемые в предложенных классификациях, можно разделить на два главных геодинамических типа: 1) орогены, развивающиеся в условиях горизонтального сжатия земной коры, и 2) орогены, развивающиеся в условиях крупных сводовых поднятий и растяжения земной коры над линзами разуплотненной мантии. Повидимому, следует выделять третий тип – орогены, развивающиеся в условиях крупномасштабных сдвиговых деформаций земной коры.

Сравнительный структурно-морфологический анализ различных орогенов позволил провести типизацию их морфогенетических признаков. При этом учитывались длительность и история развития орогенов, возможная смена геодинамических обстановок, характер коррелятных отложений, проявление магматизма, сейсмичности, а также климатические условия.

Структурно-морфологические признаки орогенов, формирующихся в условиях горизонтального сжатия земной коры (орогены сжатия)

К этому типу относятся орогены межконтинентальные (Альпийско-Средиземноморского пояса), внутриконтинентальные (Центральноазиатского пояса, орогены Северо-Востока Азии, Урал) и окраинноконтинентальные. Последние разделяются на орогены пассивных окраин (Скандинавский, Брукуса и др.) и активных окраин, представленные Западно-Тихоокеанским (островодужным) и Восточно-Тихоокеанским (андским) подтипами.

Отнесение орогенов к межконтинентальным и внутриконтинентальным в некоторой степени условно, так как в одном орогенном поясе наблюдается смена по латерали этих типов орогенов. В то же время такое деление может быть основано на предыстории геологического развития: межконтинентальные орогены – преимущественно эпигеосинклинальные (первичные), а внутриконтинентальные – эпиплатформенные (вторичные, возрожденные). Эти несколько устаревшие определения отражают важные различия строения геологического субстрата, на котором сформировались горные

Структурно-морфологические признаки геодинамических условий формирования орогенов

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛАТЕРАЛЬНОГО СЖАТИЯ
Орогены: межконтинентальные, внутриконтинентальные, окраинно-континентальные (пассивных и активных окраин)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАСТЯЖЕНИЯ
Орогены: межконтинентальные (рифтовые) и внутриконтинентальные (рифтовые и предрифтовые)

Структурные признаки	Изометричный	
	Плановый рисунок	Протяженные пояса, линейность, дугообразность, горные узлы виргации
Структурные признаки	Положительные формы	Складки основания, складки чехла,
	Отрицательные формы	Складки основания, складки чехла
	Разрывные нарушения	Шарьяжи, надвиги, подвиги, взбросы, сдвиги
	Вергентность	Характерна
	Вулканизм	Не типичен для орогенов пассивных окраин, локальный – в меж- и внутриконтинентальных орогенах и характерен известково-щелочной вулканизм для орогенов активных окраин
Морфологические признаки	Амплитуда неотектонических движений	До 12–15 км в меж- и внутриконтинентальных орогенах и орогенах островодужного типа; более 20 км в орогенах активных окраин Восточно-Тихоокеанского типа; более 2 км в орогенах пассивных окраин
	Плановый рисунок	Линейные системы хребтов и впадин, дугообразность
	Хребты	Системы хребтов, асимметрия, миграция водоразделов, обвальное оползневое образование. Для орогенов активных окраин характерны вулканические формы рельефа; для орогенов пассивных окраин – одиночные хребты
	Предгорья	Типичны низкие и высокие ступени; в орогенах активных окраин они развиты со стороны континента
	Впадины	Предгорные, межгорные, внутригорные, асимметричные, рамповые, членение впадин внутридисперсионными поднятиями, скатывание продольных долин, серии врезанных террас, миграция зон четвертичной аккумуляции. В орогенах активных окраин развиты вулкано-тектонические впадины
	Соотношение по площади хребтов и впадин	Характерны равные по площади системы хребтов и впадин (конгруэнтность)
	Амплитуда рельефа	До 7–8 км в меж- и внутриконтинентальных орогенах, более 2,5 км в орогенах пассивных окраин; 2–6 км в орогенах активных окраин (11–14 км – от дна глубоководного желоба)
		Блоки основания (горсты), асимметричные
		Блоки основания (грабены), в том числе рифтовые и pull-apart
		Сбросы, раздвиги, сдвиги
		Характерна
		Типичен базальтоидный повышенный целочности
		Более 1,5–2 км в межконтинентальных и предрифтовых орогенах и более 8 км во внутриконтинентальных рифтовых орогенах
		Изометричные, овальные своды
		Асимметричные, плосковершинные, кругосклонные с отседанием скальных блоков и оползнями
		Не типичны
		Четковидные, узкие, щелевидные, плоскодонные, слабо наклонные, заняты поймой, болотами, озерами, разливами; террасы не типичны; развиты впадины pull-apart
		Системами хребтов заняты большие площади, чем впадинами (инконгруэнтность)
		Более 1,5–2 км в межконтинентальных и предрифтовых орогенах, до 3–4 км во внутриконтинентальных рифтогенах

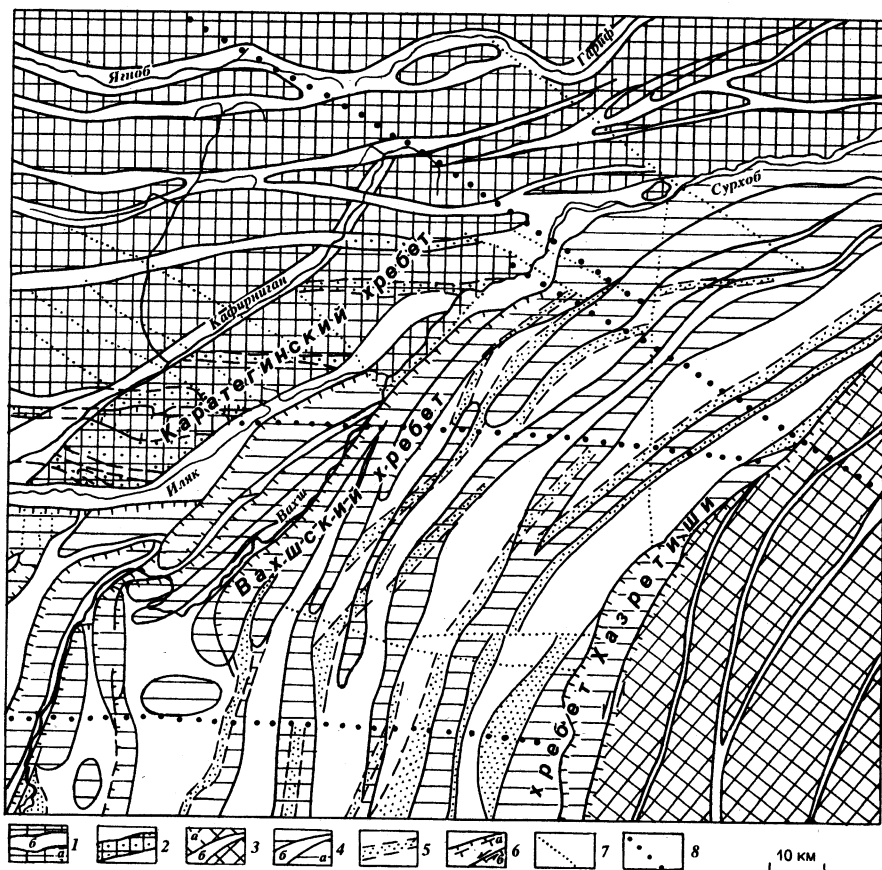


Рис. 1. Структурно-орографическая карта западной части Памиро-Тянь-Шаньского сближения
 1 – зоны поднятий (а) и относительных опусканий (б) Южного Тянь-Шаня, представляющие соответственно положительные и отрицательные складки основания; 2 – реликты позднемезозойско-кайнозойских (раннеорогенных) синклинальных зон в пределах плиоцен-четвертичного (позднеорогенного) свода Каратегинского хребта; 3 – поднятия (а) и относительные опускания (б) зоны Северного Памира; 4 – зоны антиклинальных поднятий (а) и синклинальных понижений (б) восточной части Таджикской депрессии; 5 – позднечетвертичные аккумулятивные зоны; 6 – разрывные нарушения взбросо-надвигового типа (а) и со сдвиговой компонентой (б); 7 – орографически проявленные секущие линеаменты; 8 – зоны активных региональных глубинных дислокаций основания

сооружения. В первом случае речь идет о горообразовании, которое непосредственно следует за покровно-складчатыми деформациями и другими процессами, характеризующими закрытие, смятие и иные вещественно-структурные преобразования океанических и морских осадочных бассейнов. Во втором случае процессы горообразования охватывают области с давно сформированной континентальной корой и, по выражению Э. Аргана, "замороженные", развивавшиеся в режиме платформенного типа (Тянь-Шань, Алтай и т.п.).

Несмотря на различное положение орогенов сжатия в пределах континентов, все они имеют общие структурные и морфологические признаки (таблица).

Все орогены сжатия обычно образуют обширные горные пояса, состоящие из множества отдельных горных стран. В плане горные страны представляют весьма протяженные системы прямолинейных горных цепей (Кордильеры, Анды, Кавказ, Тянь-Шань), дуги (Альпы, Памир, Гималаи и др.), виргации (Тянь-Шань, Гиндукуш и др.), горные узлы (Хан-Тенгри) или отдельные хребты (Крым, Копетдаг), островные

дуги (Курило-Камчатская, Алеутская, Филиппинская и др.). Длина таких горных поясов превышает 8000 км при ширине до 1000 км. Абсолютные высоты хребтов изменяются от 1–2 км до 7–9 км и, в целом, уменьшаются от источников сжатия, зон коллизии и субдукции литосферных плит. Так высоты орогенов Центральной Азии – Гималаев, Гиндукуша и Каракорума (8000–8600 м), Памира (7500 м), Тянь-Шаня (3000–7000 м) последовательно уменьшаются с юга на север, от фронта коллизии Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит, подчеркивая генетическую связь этих горных стран с коллизийными процессами. Однако, есть и исключения из этого правила. Например, в кавказском секторе Альпийско-Гималайского пояса наибольшие высоты (> 5000 м) отмечаются в самой северной, периферической его части, наиболее удаленной от зоны коллизии Аравийской и Евразийской литосферных плит.

Основными структурно-орографическими формами всех орогенов сжатия являются крупные линейновытянутые, сложно построенные системы хребтов-поднятий и разделяющие их системы впадин-прогибов (рис. 1). Некоторые орогены (Крым, Копетдаг и др.) имеют более простое строение и состоят из одного или двух хребтов. Обычно длина и ширина систем хребтов и впадин примерно одинакова (конгруэнтна) и составляет соответственно 500–700 км и 70–180 км. Общий размах неотектонических движений в них достигает 12–13 км, а в Гималаях до 18 км. Амплитуда рельефа значительно меньше и составляет от 1–2 до 5–7 км. Системы хребтов-поднятий, в свою очередь, состоят из одной или нескольких параллельных, также линейных зон хребтов, разделенных узкими зонами внутригорных впадин. Сочленение отдельных хребтов и впадин в зоны и системы соосное или чаще кулисное, что подтверждает наличие сдвиговой компоненты поля сжатия.

Хребты, входящие в системы и зоны поднятий, в структурном отношении представляют собой положительные изгибы (складки) основания или чехла – мегантиклинали, осложненные разрывными нарушениями взбросо-надвигового и сдвигового типов (рис. 1). Изгибовая деформация четко подчеркивается древними поверхностями выравнивания. Особенно хорошо это проявляется в эпиплатформенных орогенах (например, на Тянь-Шане). Длина и ширина отдельных хребтов составляет соответственно 100–400 и 20–50 км. Почти все хребты и впадины, за редким исключением, асимметричны, то есть один их склон более крутой и короткий по сравнению с другим. Кроме того, нередко один и тот же хребет сопрягается с весьма разновысотными впадинами. Все это отражает вергентность тектонических форм. В одних зонах вергентность выдерживается на всем их протяжении, в других меняется по простиранию на противоположную. Это явление подробно проанализировано на Тянь-Шане и на Памире, где смена вергентности нередко происходит в зонах поперечных секущих нарушений разрывно-флексурного типа [14–17 и др.]. О продолжающемся процессе латерального сжатия и деформации земной коры свидетельствует постепенная миграция водоразделов хребтов в сторону впадин и соответствующее смещение осевых зон последних, наличие у подножья крутых склонов обвальнопользовых масс, являющихся неоген-четвертичными аналогами олистостромов.

Горные впадины в структурном отношении представляют собой отрицательные складки основания – мегасинклинали разных размеров, морфологии и времени оформления в рельефе. Наблюдается закономерное уменьшение ширины систем впадин в направлении к районам, испытывающим наибольшее сжатие. По положению внутри орогенов впадины подразделяются на предгорные, межгорные и внутригорные.

Предгорные впадины развиваются в зонах сопряжений горных сооружений со смежными платформами. Это Чу-Илийская и Кучарская системы впадин соответственно на севере и юге Тянь-Шаньского орогена, Индо-Гангская впадина перед Гималаями, Предальпийский, Предкавказский, Предкарпатский, Месопотамский и другие передовые прогибы. Их границы с хребтами чаще всего тектонические, взбросо-надвигового и взбросо-сдвигового типа; сопряжение с платформами обычно плавное, так что слабо наклонные поверхности предгорных впадин постепенно переходят в

почти горизонтальные платформенные равнины. Иногда в этой зоне развиты небольшие возвышенности, отражающие флексуры и другие слабые деформации, развивающиеся на границах с платформами.

Предгорные впадины по тектоническому строению и рельефу обычно асимметричны: наибольшее прогибание приурочено, как правило, к зоне сопряжения с передовыми хребтами горных сооружений. Здесь отмечается наибольшая мощность молассовых отложений, выполняющих впадину. Обычно она составляет 3–5 км, но иногда достигает 10 км (Предгималайский прогиб). В орогенах эпигеосинклинального типа наряду с континентальными отложениями, могут присутствовать и морские. Общий наклон впадин – в сторону платформы. Как правило, характерна последовательная миграция таких впадин от горного сооружения в сторону платформ с одновременным вовлечением предгорных зон в поднятие и формированием здесь своеобразных ступеней рельефа – низких и высоких предгорных холмов и возвышенностей. Однако описанная асимметрия может не проявляться. Например, она менее характерна или во всяком случае ослаблена в системе прогибов Северного Предкавказья. Здесь фактически не развита система передовых взбросов и надвигов, столь характерная для других горных сооружений этого пояса, и тектонические ступени предгорных возвышенностей здесь менее выразительны. А Терско-Каспийский прогиб в поперечном сечении достаточно симметричен. Одной из возможных причин некоторой структурно-геоморфологической аномалии этой области может быть ослабление латерального давления со стороны Аравийской плиты глубинными нижнекорово-верхнемантийными процессами, с которыми связано активное развитие осадочных бассейнов Каспийско-Черноморской системы.

Межгорные впадины разделяют системы хребтов. Обычно это обширные тектонические прогибы, длина которых составляет от 70 до 200 км, а ширина – до 50–100 км. В районах проявления наибольшего сжатия (в горных узлах) ширина впадин резко сокращается, и они могут полностью выклиниваться, переходя в шовные зоны. По морфологии среди межгорных впадин выделяются асимметричные, наклонные в одну сторону (Аксайская на Тянь-Шане или Алайская на Памире) и симметричные (например, Куринская на Кавказе), высокоподнятые (как Алайская на Памире) и низкие (Куринская, Рионская и т.п.), открытые, располагающиеся на флангах орогенов (Ферганская, Таджикская, Куринская, Рионская и т.п.), и замкнутые (Иссык-Кульская). Мощность молассового комплекса, выполняющего межгорные впадины, от 3–5 км до 8 км (Ферганская) и больше (Таджикская). По составу моласса может быть континентальной и морской, реже вулканогенно-осадочной. Границы с хребтами имеют как разрывный (взбросы, надвиги, сдвиги), так и безразрывный характер.

Внутригорные впадины развиты в системах хребтов, разделяя их на отдельные зоны. Это участки относительного прогибания, бывшие в начале орогенного этапа зонами аккумуляции, но по мере общего роста систем поднятий они постепенно отмирали и большая их часть развивается как конэрозионные формы. Это узкие (до 20–30 км), часто высоко поднятые (до 2500–4000 и более метров) долинообразные понижения, глубоко прорезанные реками, реже занятые озерами. Мощность молассового комплекса 500–1000, иногда и больше метров. Границы с хребтами резкие, часто разрывные. Некоторые впадины в современной структуре представляют собой рампы, нередко полностью сомкнутые и переходящие в швы. Реже впадины присдвиговые, узкие, ромбовидной формы.

Для всех впадин орогенов, формирующихся в геодинамических условиях сжатия, характерны следующие общие морфологические черты.

1. Наличие ступенчатых предгорий, которые являются отражением процесса последовательного смятия земной коры и сокращения впадин за счет возникновения в их краевых частях новых складчато-покровных (взбросо-надвиговых) зон и причленения их к ранее поднятым хребтам. Ширина предгорий тем больше, чем выше хребты. Так у Гималаев ширина южных предгорий составляет ~100 км, у Гиндукуша – 50–60 км, у Тянь-Шаня – 28–30 км.

2. Членение впадин в результате внутренней тектонической дифференциации на отдельные частные впадины из-за роста внутридепресссионных диагонально и поперечно ориентированных поднятий и перемычек, имеющих складчатый или складчато-блоковый характер.

3. Миграция зон четвертичной аккумуляции в направлении от поднимающихся хребтов, асимметрия продольных речных долин и скатывание их к одному склону, четковидное строение.

4. Последовательное врезание речных долин с формированием лестницы вложенных четвертичных террас, в озерных впадинах – формирование озерных террас.

Морфологические особенности впадин в значительной степени зависят от климата. Большая аридность приводит к недокомпенсации впадин осадками. Примером может служить Турфанская впадина, расположенная у подножья Восточного (Китайского) Тянь-Шаня. Ее дно в настоящее время находится на абсолютной отметке – 150 м, и тем она отличается от впадин, расположенных западнее, в более высоких частях Тянь-Шаня, где в снежниках и ледниках аккумулируются большие запасы воды, обеспечивающие интенсивный вынос во впадины гигантских масс обломочного материала.

Приведенный выше комплекс морфологических особенностей структурно-орографических форм в орогенах активных континентальных окраин (Анды, Камчатка и др.) дополняется широким развитием вулканического рельефа. Этот тип орогенов формируется в условиях сжатия, вызванного, согласно плейтктонической концепции, субдукцией океанической литосферы под континентальную.

Орогены островодужного типа образуют вулканические и авулканические дуги, которые сопряжены с океанической стороны, реже со стороны окраинного моря, с глубоководными желобами, а с континентальной – со впадинами окраинных морей. Высота островодужных орогенов над уровнем океана часто определяется высотой вулканических построек (до 5 км), тогда как высота основания, на которое насажены вулканы, составляет от первых сотен метров (Курильская гряда) до 1,5 и более км (о. Хонсю, Хоккайдо). Размах рельефа на стороне глубоководного желоба достигает 6,5–11 км и более, на стороне окраинных морей – 4–5 км. В орогенах андского типа размах рельефа от дна глубоководного желоба составляет до 10–15 км.

Субаэральные предгорные впадины в орогенах активных окраин располагаются со стороны континента. В молассовых комплексах присутствуют вулканогенно-осадочные образования. Для систем и зон хребтов-поднятий и впадин-прогибов характерна продольная зональность. По своим морфологическим характеристикам они аналогичны подобным формам орогенов сжатия, в том числе и орогенов пассивных окраин.

Структурно-морфологические признаки орогенов, развивающиеся в условиях растяжения земной коры (орогены растяжения)

Орогены, сформировавшиеся в условиях растяжения земной коры над линзами разуплотненной мантии, подразделяются на межконтинентальные (Красноморский рифтоген) и внутриконтинентальные (Байкальский). К последним относятся также орогены, в которых условия растяжения земной коры не привели к образованию типичных рифтов, но обладающие их многими структурными и морфологическими признаками (таблица). Такие орогены (как, например, Хангайский и Хэнтэйский в Монголии) можно назвать предрифтовыми, по терминологии А.Ф. Грачева [18].

Орогены растяжения развиваются в областях ранее завершенной складчатости на платформенном основании различного возраста, чаще докембрийского, реже в пределах молодых складчатых областей. Амплитуда рельефа в их пределах достигает 2–3 км, а размах тектонических движений – 6–8 км.

Литосфера под орогенами этого типа утонена (40–75 км) по сравнению с окружающими территориями (120–200 км); характерны повышенный тепловой поток, сейсмичность (иногда слабая), вулканизм преимущественно третичного, иногда центрального типа, который проявлен не всюду.

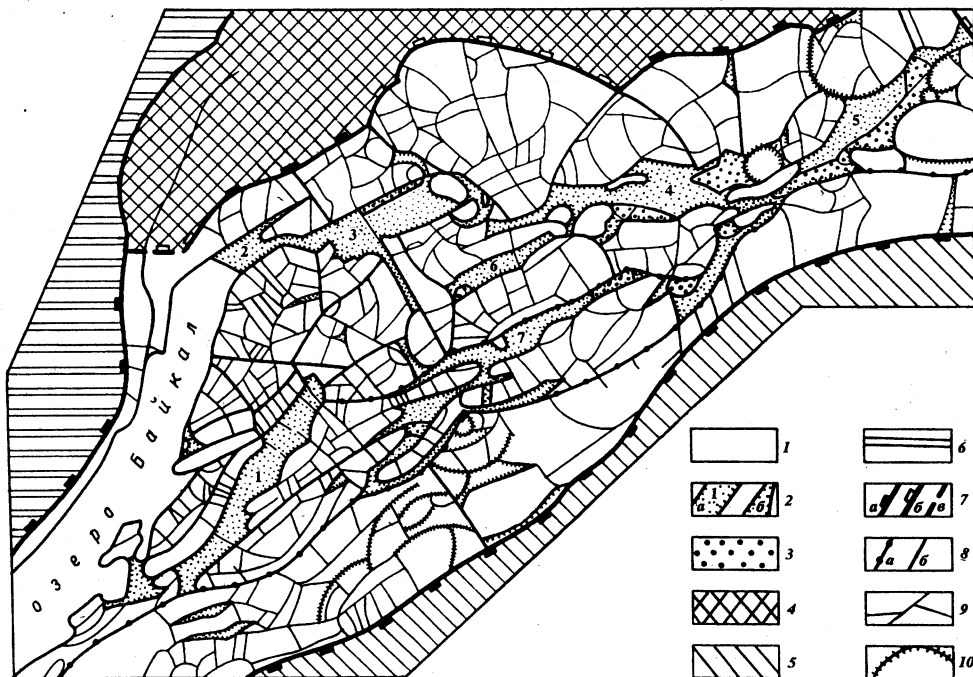


Рис. 2. Структурно-морфологическая карта Байкальской рифтовой зоны

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) интенсивных контрастных тектонических движений: 1 – новейшие поднятия амплитудой >1000 м; 2 – впадины: а – рифтогенные, б – прочие; 3 – внутривпадинные поднятия амплитудой <1000 м; 4 – Патомское новейшее поднятие; 5 – Забайкальская область новейших поднятий; 6 – Сибирская платформа; границы: 7 – БРЗ: а – достоверные, б – предполагаемые, в – условные (не выраженные в рельефе), 8 – а – подзон, б – блоков; 9 – внутриблоковые разрывы, разработанные эрозией; 10 – орографические проявленные кольцевые структуры, преимущественно магматогенные.

Цифрами обозначены рифтогенные впадины: 1 – Баргузинская, 2 – Нижнеангарская, 3 – Верхнеангарская, 4 – Муйско-Куандинская, 5 – Чарская, 6 – Южно-Муйская, 7 – Ципинская

В рельефе в условиях обширных сводовых поднятий и растяжения земной коры формируются системы хребтов и впадин (рис. 2). Морфология и структура их достаточно подробно изучены многими исследователями [8, 19, 20]. В структурном отношении – это блоки основания, поднятые на различную высоту, разделенные разломами типа нормальных или крутонаклонных сбросов и сбросо-сдвигов. Впадины представляют собой щелевидные долины или достаточно широкие грабены, в том числе рифтовые.

Хребты областей сводового горообразования асимметричные, крутосклонные. Наклон вершинных платообразных поверхностей от осевых грабенов особенно заметен у краевых хребтов, представляющих плечи рифтов. Склоны таких хребтов, будучи более или менее значительно переработанными эрозией поверхностями смещений нормальных сбросов, часто имеют фасетный – треугольно- или трапециеобразный контур. В рельефе вершинного уровня сохраняются плоские фрагменты древних предороженных поверхностей выравнивания. В районах с развитием платобазальтов (юго-западная Аравия, Хангай, Провинция Хребтов и Бассейнов) широко развиты куэстоподобные и мелкоступенчатые склоны. Абсолютная высота хребтов составляет 2–2,5 км, реже до 3,5 км; длина – 75–100 км, ширина – 15–30 км. Линейность хребтов выдерживается на больших расстояниях. В структурном отношении – это блоки земной коры, глыбы, горсты. Однако здесь встречаются и поднятия типа складок основания. На такое складчатое корабление консолидиро-

ванного основания в пределах Байкальской области обратил внимание Н.А. Флоренсов [19]. Подобные формы можно наблюдать также в краевой пририфтовой зоне восточного обрамления Долины Смерти в Провинции Хребтов и Бассейнов. В американской литературе они связываются с ядрами древних метаморфических комплексов (сое-complex). Облекание этих ядер конформно залегающими на их достаточно круто изогнутой поверхности центробежно наклонными от них кайнозойскими отложениями со всей очевидностью свидетельствуют о молодости деформации древних комплексов.

Пологие изгибы древнего основания (up-warping и down-warping) описаны также в Рейнской области и по краям Красноморского рифта. Рассматриваются два возможных механизма таких деформаций: 1) подвижность и всплывание древних метаморфических комплексов в новейшую эпоху тектоно-магматической активизации и 2) вовлечение коровых (возможно, только верхнекоровых) слоев верхнемантийными (и, соответственно, нижнекоровыми) потоками в направлении от осевых частей рифтовых зон.

Впадины рассматриваемого типа горных сооружений имеют различную ширину: от 15–50 км до очень узких, щелевидных. В целом их ширина зависит от длительности и характера проявления сводообразования и рифтогенеза: чем длительнее этот процесс, тем шире впадина. Впадины часто асимметричны, их дно может быть наклонено не только к центру, но и к одному из склонов рифта. Асимметрия выдерживается на больших расстояниях. Длина впадин намного превышает ширину. Некоторые из них прослеживаются на десятки и сотни км, несмотря на наличие небольших внутривпадинных поднятий. Многие впадины развиваются в присдвиговых зонах растяжения, т.е. представляют собой pull-apart. Амплитуда прогибания их последовательно уменьшается от центра к периферии рифта. По бортам впадин развиты нормальные сбросы и трещины растяжения, секущие эрозионные и аккумулятивные формы; нередко они рвут четвертичные отложения, в том числе современные, что свидетельствует об их активности в настоящий момент. В некоторых впадинах с трещинами растяжения связано проявление вулканизма и наличие обширных лавовых покровов с характерными формами течения по долинам, а также вулканических конусов. Дно впадин плоское, с поверхности, как правило, выполнено верхнеплейстоцен-голоценовыми отложениями, иногда занято озерами, часто бессточными, или разливами временных водотоков (плайи в Калифорнии). В речных долинах обычно развиты лишь поймы и низкие террасы. Важной особенностью впадин является отсутствие предгорий, и поэтому плоское днище впадин непосредственно граничит с крутосклонным хребтом.

Молассовый комплекс впадин представлен в основном озерными, болотными, озерно-аллювиальными, аллювиальными и пролювиальными отложениями. В окраинных присклоновых зонах впадин формируется узкий коллювиальный шлейф. В областях древних оледенений эти отложения перемежаются с ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. В древних отложениях присутствует переотложенная кора выветривания, перекрывавшая поверхности пенепленов перед началом воздымания и растяжения. В некоторых впадинах присутствуют угленосные свиты плиоценового возраста (Тункинская), свидетельствующие о наличии озерно-болотного ландшафта. Общая мощность молассы 2–3 км, реже 5–6 км. Некоторые впадины остаются недокомпенсированными осадками (например, Долина Смерти в Калифорнии имеет отметки ниже уровня океана).

Структурно-морфологические признаки орогенов, развивающихся в условиях крупномасштабных сдвиговых деформаций

Эти орогены, по существу, представляют собой особый тип. Сдвиговые деформации могут сопровождать как условия сжатия, так и растяжения земной коры. Они характеризуют специфические геодинамические условия и формируют яркие формы рельефа. Особенно значительными являются прямолинейные уступы, образующиеся вдоль сдвига, а также шовные узкие замкнутые плоскодонные впадины, как бы нанизанные на линию сдвига – pull-apart'ы (впадины присдвигового растяжения). В

условиях активно развивающихся сдвиговых деформаций эти впадины быстро замыкаются. Примерами орогенов, развивающихся в условиях сдвиговых деформаций, являются Урал, Сихотэ-Алинь, Момско-Черский горный пояс.

Уральский пояс представляет собой яркий пример линейных областей новейшего внутриплитного горообразования. Он развивается во внутренней части Евразийской литосферной плиты, между двумя крупными платформенными массивами и далеко от активных областей субдукционного, коллизионного или рифтового типа. Новейшее поднятие проявилось на коре палеозойского возраста. По Е.В. Артюшкову, сильное сжатие здесь закончилось более 200 млн. лет назад, и новейшее поднятие связано с процессами вещественно-структурных преобразований, разуплотнения и течения вещества на границе астеносферы с литосферой [21]. Вместе с тем, новейший структурный план Уральского горного пояса, морфологические характеристики его структурных элементов, геоморфологические особенности строения свидетельствуют о формировании орогена в геодинамических условиях косо ориентированного к его простиранию латерального сжатия. Условия латерального сжатия подтверждаются данными о механизмах разрушений в очагах землетрясений.

Формирование Уральского орогена могло контролироваться латеральным взаимодействием (косым сближением) Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ, общее смещение и напряженное состояние которых predeterminedены воздействием на них со стороны весьма удаленных областей активного тектогенеза: Карпато-Кавказского и Памиро-Тяньшаньского фронтов коллизионного пояса на юге и срединно-океанических хребтов рифтовой системы Северной Атлантики [22].

Исследование морфологии орогенов показывает, что наряду с комплексом геоморфологических признаков, типичных для определенного геодинамического режима, присутствуют или проявляются некоторые аномальные особенности рельефа и структуры, позволяющие связывать их образование с другими геодинамическими условиями. Так, исследование Родопского массива [23] показало, что на общую структурно-орографическую форму – свод, развивающийся в условиях субгоризонтального сжатия, наложены молодые, близкие к широтным впадины с типичными признаками растяжения. Их образование объясняется влиянием развивающейся впадины Эгейского моря.

Аналогичная картина наблюдается на востоке Индокитая. Рельеф Ханойской впадины и ее горного обрамления отражает структурные формы, развивающиеся в условиях горизонтального сжатия, ориентированного субмеридионально или в ЮЮЗ – ССВ направлении [24]. Вместе с тем, в южной части этого района, примыкающей к впадине Южно-Китайского моря, имеются признаки растяжения. Так же как и в Родопском массиве, здесь отчетливо сказывается влияние рифтогенной Южно-Китайской впадины, активное развитие которой приводит к разрушению краевой части орогена и появлению в рельефе форм, отражающих условия растяжения.

Можно привести еще целый ряд примеров, где также наблюдается наложение морфологических признаков, отражающих влияние различных геодинамических условий. Причем преобладающими, развитыми на большей части территории, являются морфологические особенности одного режима, на которые накладываются иногда еле различимые признаки другого геодинамического режима. Это позволяет провести типизацию таких орогенов и выделить среди них два типа: 1) орогены, развивающиеся в условиях сжатия, с наложенными признаками растяжения, и 2) орогены, развивающиеся в условиях растяжения, с наложенными признаками сжатия.

К первому типу, помимо упомянутых Родопского массива и Индокитая, относится Сихотэ-Алиньский ороген, новейшая структура которого развивается в условиях субгоризонтального сжатия и представляет линейную пологую мегантиклиналь. На ее морфологию существенное влияние оказывают Япономорская впадина и впадина Татарского пролива, развивающиеся в условиях растяжения земной коры. Более активное развитие впадин привело к наложению геодинамических условий растяжения на орогенную структуру. Этим процессом обусловлены образование поперечных

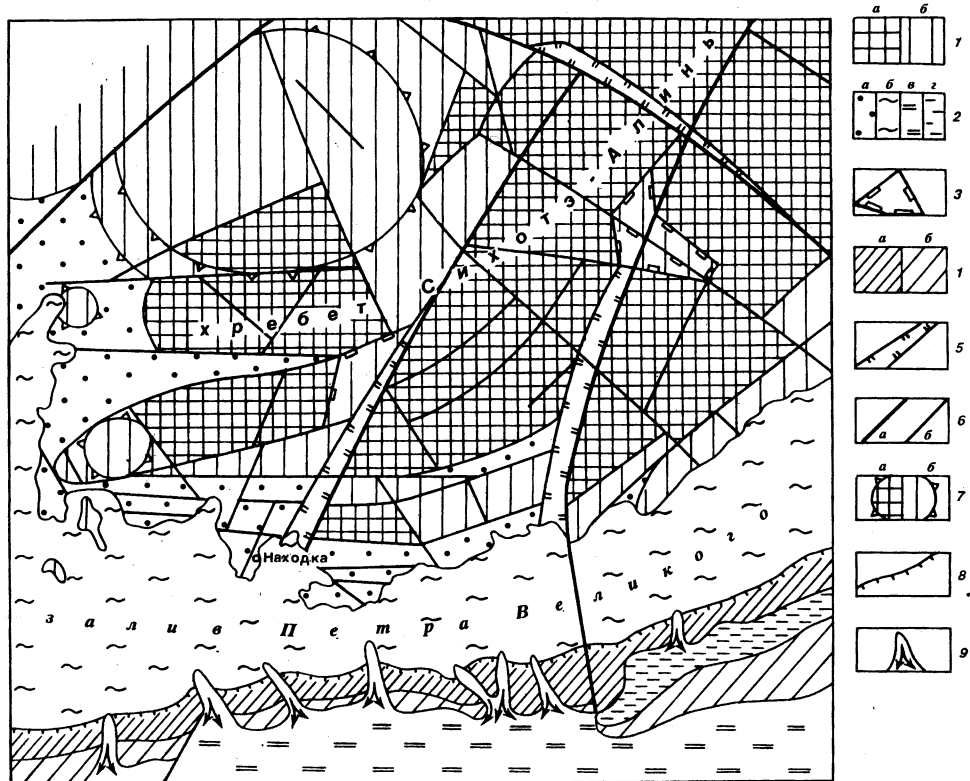


Рис. 3. Структурно-морфологическая карта Южно-Приморской зоны Сихотэ-Алиня

1 - новейшие поднятия, выраженные в рельефе горными хребтами, с амплитудами: а - >1000 м, б - <1000 м; 2 - новейшие опускания, выраженные в рельефе: а - субазральными равнинами, осложненными поднятиями с амплитудами до 500 м, б - шельфовыми равнинами с абсолютными отметками до -200 м, в - морскими равнинами с абсолютными отметками > -3000 м, г - морскими наклонными террасами с абсолютными отметками от -700 до -1000 м; 3 - границы горных впадин; 4 - континентальный склон: а - крутой, б - относительно пологий; 5 - крупные грабенообразные долины-депрессии, моделируемые реками; 6 - разрывные нарушения: а - главные, б - прочие; 7 - изометрические структуры plutonического и тектоно-вулканического генезиса, выраженные в рельефе поднятиями с абсолютными отметками вершинных поверхностей; а - >1000 м, б - <1000 м; 8 - бровка шельфа; 9 - структурно predetermined подводные каньоны

широтных и северо-западных разломов, разбивающих новейшую мегаскладку на блоки, и активизация глубоких расколов земной коры, которые сопровождалась излияниями базальтов неоген-четвертичного возраста. В Южно-Приморском блоке наложение условий растяжения со стороны Япономорской впадины наиболее ярко проявлены в рельефе (рис. 3). Здесь наблюдается виргация хребта-поднятия и изменение его простирания с северо-восточного на субширотное, параллельное разлому континентального склона, а также снижение по широтным сбросам в сторону моря мегаступеней рельефа.

Ороген Большого Кавказа, развивающийся в условиях субмеридионального сжатия, в западной и восточной частях также испытывает растяжение в связи с развитием Черноморской и Южно-Каспийской впадин.

К орогенам второго типа можно отнести Момский рифтоген, выделенный А.Ф. Грачевым [25]. В строении рифтогена, развивавшегося вначале как структура растяжения со всеми характерными морфологическими и структурными особенностями (плоскими впадинами, резко поднимающимися крутосклонными хребтами, сбросами и пр.)

отчетливо проявлены морфологические признаки горизонтального сжатия, которое устанавливается уже в среднем плиоцене и особенно активно проявляется со среднего плейстоцена. В хребтах Момский и Черского наблюдается увеличение абсолютной высоты и сокращение их ширины на фронте наибольшего сжатия, появление внутри-депресссионных поднятий во впадинах и образование предгорных ступеней [26]. Разломные границы впадин, выраженные в рельефе крутыми уступами, приобретают сдвиговый и взбросо-сдвиговый характер. Молодые разломы, наиболее удаленные от центра рифта и ограничивающие предгорья, имеют взбросо-надвиговую кинематику [27]. Возможной причиной наложения условий сжатия на региональную рифтогенную структуру является непосредственное развитие к югу от хр. Черского крупной Оймяконской концентрической структуры.

Приведенные примеры являются лишь незначительной частью районов, где наложение или смена геодинамических обстановок вызывает изменение морфологии орогенов в целом или отдельных его частей. По всей вероятности, чаще всего происходит локальное изменение геодинамических условий, вызванное развитием соседней структуры, как это наблюдается в Сихотэ-Алине, Родопском массиве и др. В меньшей степени, по-видимому, происходит полная смена геодинамических условий (Момский рифтоген). То есть можно сказать, что геодинамический режим не является устойчивым во времени. В большинстве случаев смена режимов характерна для границы плиоцена и четвертичного времени, и особенно заметно проявляется в среднем плейстоцене.

Несмотря на явные морфологические различия орогенов, сформированных в различных геодинамических условиях, они имеют общие черты, также проявленные в рельефе. Это прежде всего перекрестный структурный план [28]. В новейшей структуре и рельефе любого орогена, развивающегося в условиях сжатия или растяжения, одновременно проявлены несколько структурных направлений. При этом одно из них является основным и определяет простираение большинства крупных структурно-орографических форм – хребтов-поднятий и впадин-прогибов. Другие направления – поперечные или диагональные – часто являются подчиненными и скрытыми. Они проявляются в изменении очертаний в плане отдельных форм, как крупных, так и менее крупных, а также в изменении их высотных характеристик. Часто они определяют внутреннее строение форм разных порядков – четковидное строение впадин, кулисное расположение хребтов в системах или зонах. Интенсивность их проявления и отражение в рельефе от места к месту, а также во времени меняется. Некоторые направления лишь второстепенными деталями определяют прерывистость, сегментацию, преломление в плане систем и зон хребтов и впадин, морфологию отдельных форм, характер их сопряжения в зонах и другие особенности структуры и рельефа. Все эти и другие особенности структурно-орографических форм разного порядка дают дополнительную информацию о геодинамических условиях, проявляющихся как в региональном, так и локальном масштабах.

Перекрестный структурный план может отражать влияние развития соседних орогенов. Так, в структуре Кузнецкого перирогена отчетливо проявлены как северо-восточные, так и северо-западные простираения основных структурно-орографических форм – систем и зон хребтов и впадин. Это объясняется влиянием соседних орогенов – Байкальского с северо-востока и Тянь-Шаньского – с юго-запада [29].

Другим общим свойством всех орогенов различных геодинамических условий является стадийность их развития в процессе непрерывно-прерывистого поднятия и расчленения рельефа. На склонах хребтов и впадин формируются ступени и ярусы рельефа, отражающие региональные этапы расчленения или основные импульсы поднятия как всего горного сооружения, так и отдельных хребтов, входящих в его пределы. Вопросы формирования этажей рельефа на примере Среднеазиатских и Кавказского орогенов подробно рассмотрены в монографиях и статьях Е.Е. Милановского [30], Н.П. Костенко [31], О.К. Чедия [32], В.И. Макарова [14], С.А. Несмеянова [33] и многих других исследователей. Во всех исследованиях отмечается, что

морфология ступеней рельефа (ширина и наклон эрозионно-денудационных поверхностей выравнивания, сопряженных с примыкающим сверху склоном, глубина врезов, отделяющих одну ступень от другой, их деформации и другие особенности) отражают неравномерность развития тектонических движений, а также климатические условия времени их формирования. Количество ступеней в пределах одного хребта зависит от его возраста и интенсивности тектонических движений, то есть от того, когда начал формироваться хребет как форма рельефа. Различная морфология ступеней рельефа в пределах одного хребта позволяет группировать их в ярусы рельефа, формирование которых отвечает определенным стадиям орогенного поднятия. Сравнительный анализ ступеней и ярусов рельефа различных орогенов позволяет говорить, что наиболее полно и отчетливо они формируются в орогенах сжатия. Здесь их положение и развитие показывает нарастание скорости от начальных этапов воздымания к более позднему времени. В рельефе эпиплатформенных орогенов сохраняются фрагменты древних поверхностей выравнивания, часто формирующих верхний ярус рельефа (сырты на Тянь-Шане).

Таким образом, геодинамические условия формирования орогенов обуславливают их морфологические различия. Поэтому морфологические признаки могут служить самостоятельными индикаторами этих условий, их смены или наложения и часто являются не менее надежными и более объективными признаками по сравнению со структурными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ. Географгиз, 1948. 222 с.
2. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и современная геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.
3. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. I. Типы мегарельефа материковых массивов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. Вып. 3. С. 3–36.
4. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. II. Типы мегарельефа переходных областей и океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. Вып. 4. С. 3–27.
5. Боголепов К.В. О двух типах орогенеза // Геология и геофизика. 1968. № 8. С. 15–26.
6. Миясиро А., Али К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 288 с.
7. Горелов С.К. Генетические типы горных сооружений СССР как показатели ведущей роли крупных неоднородностей земной коры в процессе новейших тектонических движений // Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. М.-лв Всесоюз. совещ. по пробл. неотектоники и динамики литосферы. Таллин-Ташкент, 1983. С. 43–48.
8. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа на примере Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
9. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
10. Коржуев С.С. Глобальная геоморфология и современный мобилизм // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 6. С. 43–50.
11. Герасимов И.П. Проблемы глобальной геоморфологии. Современная геоморфология и теория мобилизма в геологической истории развития Земли. М.: Наука, 1989. 208 с.
12. Хаин В.Е. Мегарельеф Земли и тектоника литосферных плит // Геоморфология. 1989. № 3. С. 3–14.
13. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Тектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
14. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. Вып. 37. 171 с.
15. Макаров В.И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика. Дис. в форме науч. доклада д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1990. 57 с.
16. Садыбакасов И. Волновые движения земной коры и неотектоническое районирование Тянь-Шаня и Памира // КиргССР. 1978. № 4. С. 20–29.
17. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 460 с.
18. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
19. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 237 с.
20. Тимофеев Д.А., Чичагов В.П. Пьедестальные горы – особый морфоструктурный тип возрожденных гор // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 52–54.
21. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

22. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 1996. Вып. 13. С. 53–60.
23. Макаров В.И., Спиридонов Х.К. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий // Геотектоника. 1982. № 2. С. 65–79.
24. Макаров В.И., Кожурин А.И., Нгуен Гонг Ем, Нгуен Динь Ту. Новейшая тектоника Ханойской впадины и ее горного обрамления // Геотектоника. 1988. № 1. С. 69–79.
25. Грачев А.Ф. Момский материковый рифт // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56–75.
26. Корчуганова Н.И. Современная структура и тектоническое развитие Момско-Черского горного пояса в кайнозой (Северо-Восток Азии) // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1997. № 4. С. 27–34.
27. Имаев В.С. Позднекайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации сейсмического пояса Черского (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1991. № 4. С. 109–116.
28. Макаров В.И., Соловьева Л.И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты) // Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 5. С. 18–42.
29. Макеев В.М. Новейшая тектоническая структура и геодинамика Кузнецкой перигорной области // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1996. 26 с.
30. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 486 с.
31. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
32. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972. Кн. 2. 226 с.
33. Несмеянов С.А. Неотектоническое районирование северо-западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 252 с.

Геологический факультет МГУ,
Московская государственная
геологоразведочная академия,
Институт геоэкологии РАН

Поступила в редакцию
29.05.98

MORPHOLOGIC TYPES OF OROGENS AS INDICATORS OF THEIR ORIGIN AND FORMATION CONDITIONS

N.V. MAKAROVA, N.I. KORCHUGANOVA, V.I. MAKAROV

Summary

Morphologic features of orogens may serve as indicators of their geodynamic conditions. Linear systems of asymmetric ridges and basins are characteristics of compression orogens. There are piedmonts, inner ridges, incised river valleys in the basins. Tension orogens consist of asymmetric ridges with steep slopes and flat-bedded, often lacustrine, wide or gap-shaped basins without piedmonts. Changes of geodynamic conditions cause the rise of corresponding morphologic peculiarities. Common for all geodynamic conditions are manifestation of the cross structural plane in relief and stadiality of orogens formation.