

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА)

Горообразовательный процесс в планетарном масштабе имеет две основные разновидности, которые можно различать как по облику образуемого рельефа, так и по отношению к крупнейшим геоструктурным элементам земной коры. Под последними в рамках плиттектонической концепции обычно подразумеваются литосферные плиты. Большинство горных поясов концентрируются на их стыке, где происходят главные тектонические события, которые интерпретируются либо как пододвигание одной плиты под другую (субдукция), либо как их расхождение в разные стороны (спрединг). В любом случае для горных сооружений шовных зон на границе плит характерна большая протяженность и линейность, подчеркнутая делением на узкие параллельные хребты и разграничивающие их понижения. Согласованность с внутренним строением, динамикой литосферы и указанные морфологические черты можно выделить как особенности горообразования первого рода.

Иные горообразовательные процессы идут во внутренних областях литосферных плит, но они распространены меньше, и наблюдаются преимущественно в пределах континентальных масс. Для внутриплитных пространств более характерна общая "прогнутость" и выровненный либо платообразный рельеф, свидетельствующий об относительно спокойном тектоническом режиме. Если же говорить только о континентальных выступах, то их пассивные окраины часто приподняты относительно внутренних районов, но на меньшую высоту, чем активные. Здесь преобладают плато, нагорья и плоскогорья массивных очертаний. Они маркируют древнюю границу в месте раскола континента, и их можно рассматривать как проявление одного из видов внутриплитного горообразования, в целом малоактивного и затухающего.

Исключение составляют два материка: Африка и Евразия, которые обладают горным рельефом преимущественно в центральных регионах. Следует заметить, что на Африканском континенте горы приурочены главным образом к меридиональной рифтовой зоне, пересекающей его на востоке, и эту зону можно рассматривать как зарождающуюся границу литосферных плит. В этом контексте существование подобных гор не вносит диссонанс в картину общего распределения орографии на планете. Таким образом, горообразовательный процесс в Африке индицирует распад, разрушение континента, и в этом его своеобразие, позволяющее наметить другое направление внутриплитного и внутриконтинентального орогенеза.

Иное дело Евразия, где центральные регионы не только весьма возвышены относительно периферийных равнинно-платформенных, но и имеют максимальные для всей планеты абсолютные отметки. Конечно же, это объясняется тем, что этот материк единственный "составной" на планете. Он образовался из трех крупных обломков (Евразийского, Аравийского и Индостанского) древних суперконтинентов и ряда микроплит, которые в процессе эволюции сливаются при непосредственном участии Африканской плиты в единый, крупнейший по размерам выступ литосферы. Поэтому пересекающий Евразию с запада на восток Альпийско-Гималайский горный пояс является отражением в рельефе уникальной внутриконтинентальной шовной зоны между литосферными плитами. Формирование этого горного пояса можно рассматривать как внутриконтинентальное горообразование третьего типа.

Вместе с тем надо заметить, что горами внутриконтинентальной шовной зоны не исчерпывается орография срединной части материка. Более того, эти горы простираются как бы по касательной к основной части так называемой Высокой или Центральной Азии. Аналогичную касательную к ней на востоке образует Западно-

Тихоокеанский или Восточно-Азиатский горный пояс, соответствующий зоне перехода континента к океану. Сама же Высокая Азия, которая представляет собой соединительное звено между горами на юге и востоке материка, столь же уникальна – как по орографическому устройству и геоморфологическому строению, так и по истории развития и соотношению со структурой и характеру современной геодинамики. Охватываемое ею пространство площадью около 8 млн. км² заполнено горными сооружениями, совокупность которых на первый взгляд не обнаруживает заметных закономерностей, которые отчетливо проявляются в орографии иных регионов. На севере Центральной Азии можно наметить серию поднятий, которые группируются в виде широкого почти непрерывного пояса субширотного простираения, именуемого "горами Южной Сибири" (Алтай, Саяны, горы Прибайкалья и Забайкалья).

Южнее такая монолитность не наблюдается. Остальное пространство заполняют разрозненные хребты, массивы, горные системы и страны разного размера, высоты и конфигурации, перемежающиеся высокими (днища на абсолютной высоте 1–2 км и более) равнинами и впадинами. Орографическую целостность обнаруживает лишь западное ограничение "Высокой Азии" в виде горных цепей Памиро-Алая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Саура и Тарбагатая, протянувшееся в северо-западном направлении от Каракорума и Гиндукуша, т.е. от Альпийско-Гималайского горного пояса, в сторону Алтая. Эти горы резко возвышаются не только над равнинами Турана и Казахским мелкосопочником (на западе), но и над хребтами и впадинами западного Китая и сопредельными с ним районами Монголии (на востоке). В совокупности с горами Южной Сибири упомянутые горные страны образуют единый массив, традиционно именуемый Центрально-Азиатским горным поясом. Его формирование имеет ряд специфических черт, позволяющих наметить еще один внутриконтинентальный горообразовательный процесс, рассмотрение которого послужит главной темой данной статьи.

В морфоструктурном отношении горы Центральной Азии соответствуют области развития палеозойских внутри Евразийского континента, которые в отечественной литературе объединяются в древний складчатый пояс, называемый Урало-Монгольским, Урало-Охотским или Центрально-Азиатским¹. Независимо от названия стандартным критерием выделения является его положение между эпипермскими Восточно-Европейским, Сибирским, Северо-Китайским и Таримским кратами и преимущественно палеозойский возраст деформаций.

Однако горный рельеф свойствен не всей области развития палеозойских. Центрально-Азиатский пояс как бы сечет ее по диагонали, и к западу от него мы видим равнинно-платформенные территории, а к востоку – сочетание крупных впадин с разрозненными поднятиями. Они (равно как и горный пояс) традиционно рассматриваются как возрожденные горы, подразумевая под первичными древние преимущественно палеозойские (байкальского, каледонского и герцинского орогенеза), уничтоженные мезозойской планацией.

Вопросы о том, насколько полной была планация и в какой степени возрождение наследовало древний структурный план Центрально-Азиатского региона, решаются неоднозначно в зависимости от особенностей морфоструктуры каждого конкретного района. Поэтому актуально рассмотреть историю развития региона с самого зарождения пояса палеозойских структур в центре Евразии, привлекая новейшие данные по тектонике. Они гласят следующее.

Распад Родинии – одного из древнейших праматериков – и образование океанов между ее обломками произошли примерно 850–700 млн. лет назад [2]. Почти сразу же началось формирование другого суперконтинента – Гондваны и далее ее преемницы – Пангеи (и в конечном итоге Евразии) в противоположном полушарии. В результате сближения континентальных масс на новом месте древние океаны – Палеоазиатский и Прототетис – последовательно закрывались, и этот процесс завершился форми-

¹ В последнее время в западной литературе для этого пояса стал использоваться термин "алтаиды" [1].

рованием на их месте широкого пояса палеозойд. Этот процесс проходил в несколько этапов.

В позднем рифее Палеоазиатский океан представлял собой краевую часть Палео-пацифики (Панталассы), достигая не менее 3–4 тыс. км в поперечнике, и располагался между Палеосибирью и Восточно-Гондванским суперконтинентом. Последний включал в свой состав практически все докембрийские массивы южной группы микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Первый этап развития Палеоазиатского океана завершился в венде байкальским орогенезом. Для древнего Сибирского континента он означал причленение с юга и запада (в современных координатах) вулканических дуг и микроконтинентов, а также орогенез в образовавшейся узкой полосе континентальной коры. Фрагменты этих структур можно видеть в Енисейском крыже, а также в Байкало-Патомском нагорье.

Во второй половине кембрия – начале ордовика произошла аккреция вулканических дуг и некоторых микроконтинентов к южной окраине Сибири² (салаирская эпоха орогенеза). Южнее в конце ордовика появилась Казахстания – материк, вобравший в себя континентальные "осколки", ныне существующие в виде жестких массивов в Центральном Казахстане и Северном Тянь-Шане³. В заключительную фазу каледонского цикла (конец силура – начало девона) причленилась Алтае-Саянская область вместе с Северной Монголией и Байкальской горной страной. Разросшийся Сибирский материк, также как и Казахстания, был окаймлен вулканоплутоническими поясами.

В девоне Палеоазиатский океан продолжал закрываться, и в среднем карбоне началась коллизия, распространявшаяся из центральной части его в северном и восточном направлениях. Коллизия привела к образованию на месте океана мощной континентальной коры с горным рельефом. В.Е. Хаин [3] рассматривает время от раскрытия до закрытия Палеоазиатского океана как развитие полного цикла Вилсона [4].

Аналогичная картина трансформации глубоководного бассейна в гористую сушу наблюдалась и с древним океаном Палеотетис, располагавшимся южнее Палеоазиатского. Уже в позднем триасе, когда сократившийся в процессе сжатия Тетис приобретает свои "классические" черты и размеры, начинает ощущаться давление отколовшихся от Гондваны микроконтинентов и Индостанского субконтинента. К раннему мелу территория от Памира и Тибета до юго-восточной Азии вошла в состав Евразийского материка.

По поводу тектонической эволюции Урало-Монгольского пояса в рамках мобилизма существуют две позиции, которые объясняют происхождение докембрийских блоков в его структуре. Согласно первой [5, 6], они были оторваны от Гондваны и затем причленились к Лавразии, сформировав таким образом современную структуру пояса. Согласно другой точке зрения [7, 8], докембрийские блоки попали в структуру пояса в результате отчленения от древних Балтийского и Сибирского континентов в конце протерозоя. В течение позднего протерозоя и палеозоя они выступали в качестве фундамента длительно развивавшихся островных дуг. Последние в течение палеозоя были трансформированы в ороклины, а их фрагменты передвинуты по сдвигам. В данном варианте структуры приписываются к палеоокеаническим бассейнам Туркестанского океана и Панталассы, при этом первый считается заливом второго [9].

Суммируя вышеизложенное, для определения характера горообразования в Центральной Азии важно выделить следующие моменты. Начиная с позднего рифея, процессы структуро- и рельефообразования в регионе шли однонаправленно в результате сближения древних кратонов. В сокращающемся между ними пространстве прогрессирующе нарастала мощность земной коры и шел рост абсолютных отметок –

² Здесь и далее под Сибирью для предшествующих этапов развития будет подразумеваться разрастающийся древний континент.

³ Далее в историческом очерке упоминание этих и иных географических реалий будет означать древние структуры, преобразовавшиеся в соответствующие им современные.

от глубоководного ложа океана через островодужные системы к континентальным горным сооружениям. Существенно также, что все пространство до консолидации (мезозой) имело постоянно контрастный, т.е. горный рельеф [10].

Таков облик региона и сейчас, и по современным представлениям он наследуется по крайней мере с палеогена [11] (в Памиро-Алае и на Алтае и с более ранних этапов [12, 13]), а не возник в течение плиоцен-четвертичного времени, как это предполагалось ранее [14, 15]. Во многом аналогичны древним и современные тенденции тектонического развития (субмеридиональное сжатие) и его "главные действующие лица" – жесткие массивы древних кратонов Сибири и Индостана. Иными словами, налицо преемственность современного текто- и орогенеза Центральной Азии от древнейших этапов ее развития. Это подтверждается на региональном и локальном уровнях наследованием формы многих морфоструктур и движений по шовным зонам.

Другой вопрос – как в свете вышеизложенного объясняются мезозойский этап планации рельефа, неравномерность возрождения горообразования после него и неполный охват им пояса палеозоид. Вряд ли следует полагать, что движение Сибирского кратона, "сбравшего" вокруг себя складчатые пояса в палеозое, в мезозое прекратилось. Мы склонны считать, что оно продолжалось, но сформировавшиеся вокруг Сибири коллизионные структуры к концу палеозоя приобрели жесткость, достаточную, чтобы противостоять деформациям, и в дальнейшем уже сами выступали в роли интендора и передатчика напряжений, передаваемых докембрийским ядром Сибирского континента. Разница лишь в том, что эти усилия реализовывались уже в южных регионах (Тетис), еще сохранявших тонкую океаническую кору. Но, передавая импульс, сами консолидированные палеозойские структуры пребывали в мезозое в состоянии относительного тектонического покоя, сопровождавшегося выравниванием горного рельефа. Так продолжалось (и отчасти продолжается сейчас) до тех пор, пока южный океан не начал замыкаться. Когда во взаимодействие с поясом палеозоид вступил приближавшийся к ним с юга Индостанский субконтинент, оказалось, что прочность его выше, чем у них. Палеозоиды, занимавшие положение внутри зарождающегося суперконтинента, вновь стали деформироваться. Поскольку к моменту столкновения с Индостаном палеозоиды приобрели хрупкость, новые их дислокации получали поначалу преимущественно дизъюнктивный характер, имеющий вид взламывания и торошения.

Новый горообразовательный импульс распространяется по Центральной Азии на север неравномерно, захватывая поначалу области, непосредственно примыкающие к Индостану. Затем, когда земная кора в пределах активизированных морфоструктур уже сдвинута с основания, они сами начинают оказывать давление на другие, более удаленные части Урало-Монгольского пояса и вовлекать их в орогенез и так далее, аналогично тому, что имело место при их формировании в палеозое, только в противоположном направлении.

Принципиальное значение имеет то обстоятельство, что Индостанская плита оказывает влияние не на весь пояс палеозоид (поскольку размеры ее существенно меньше), и западная его часть до сих пор пребывает в равнинно-платформенном состоянии (Туранская низменность, Казахский мелкосопочник). Конфигурация северной границы Индостана осложнена двумя выступами (Шиллонгский и Пенджабский), и они, очевидно, первыми начали взламывать палеозойский субстрат Центральной Азии. Вероятно, что в ближайших к ним областях (Тибет, Каракорум) вообще не было эпохи тектонической стабилизации и планации, там орогенез перманентно продолжается до настоящего времени.

Аналогичные тенденции прослеживаются на Памире, в Гиссаро-Алае и в некоторых других горных областях Средней Азии, где не только для кайнозоя, но и для мезозоя отмечены значительные (первые километры) контрасты рельефа [13]. В области палеозоид Центральной Азии более корректно, на наш взгляд, было бы полагать сохранность в мел-палеогеновое время своеобразных "ядер" орогенов в виде низкогорий (возможно, и среднегорий), которые были окружены полигенетическими

равнинами. Среди последних имели место аккумулятивные (морские и субаэральные) и денудационные участки, сочетающиеся с холмогорьями наподобие мелкосопочника. Выравнивание здесь, несомненно, имело место и шло путем погребения расчлененного рельефа под осадками и срезания изолированных возвышенностей и предгорий, в чем активную роль играли процессы дефляции и абразии [16, 17].

Возрождение распространилось и на складчатые структуры, непосредственно прилегающие к северному (Сибирскому) кратону, в результате чего были обновлены и приобрели современный облик горы Южной Сибири. Причина новейшей активизации северной части палеозойд Центральной Азии от Алтая до Забайкалья представляется в том, что давление Индостана (или его сопротивление движению на юг Лавразийской плиты) стало практически сразу после закрытия Тетиса (т.е. еще в мезозое) ощущаться и на севере. Только импульс давления (сопротивления) передавался поначалу в основном по нижним, подкоровым слоям срединных частей Урало-Монгольского пояса палеозойд, без существенных деформаций в верхних структурах земной коры. Происходящим при этом увеличением мощности подкорового слоя литосферы можно объяснить общее поднятие Центральной Азии – от уровня шельфовых морей в мелу и палеогене до абсолютной высоты 1–2 км и более в плейстоцене.

Реакция Сибирского кратона на давление (сопротивление) Индостана заключалась в том, что он вынудил прилежащие к нему структуры палеозойд полого изгибаться (образование сводов), а затем и раскалываться (в том числе и по древним швам) с формированием глыбовых морфоструктур по типу сибиретипного горообразования (согласно Н.А. Флоренсову [18]). Этот импульс стал распространяться затем на юг, в сторону Монголии и Джунгарии.

Таким образом, наметились две встречные волны возрожденного горообразования, идущие от эпирхейских кратонов внутрь пояса палеозойд. Можно также наметить центральную ось сжатия, обусловленную сближением субконтинентов, которая идет от "острия" Иркутского клина Сибирской платформы почти строго по меридиану (104° в.д.) к северо-восточному выступу Тибета. Последний служит проводником напряжений, которые идут от Индостана. Эта ось выражена виргацией структурных и орографических линий, расходящихся как к востоку, так и к западу.

Примечательно, что на обозначенном меридиональном траверсе не наблюдается максимальных горных поднятий, однако базисный уровень разделяющих их равнинных пространств в регионе наиболее высок именно здесь. Совокупность этих обстоятельств, на наш взгляд, объясняется "нелобовым" характером сближения жестких массивов Индостана и Сибирской платформы. Оно вызывает истечение литосферного материала в стороны от оси сжатия, при этом можно полагать ускоренное движение верхней, коровой пластины (коровые плиты в понимании В.И. Лобковского и В.Е. Хаина [19]).

Фактически можно говорить о структурах горизонтального выжимания в понимании М.Л. Коппа [20], сформировавшихся на неотектоническом этапе. Они функционируют в панрегиональном масштабе и охватывают значительную часть континента. В качестве плит-интендеров выступают Сибирский и Индостанский кратоны. На востоке от оси выжимаемые из Центральной Азии структуры земной коры устремляются в сторону Пацифики, где своеобразие их движения и горообразования затухевывается общим аккреционно-коллизионным процессом на границе континента и океана. На западе можно более четко оконтурить область, подверженную процессу внутриконтинентального латерального выжимания – так называемое геодинамическое убежище. Вещество здесь нагнетается на границе с участками палеозойд, еще не расслоенными в результате новейшей активизации и не вовлеченными в новейший орогенез (Туранская плита, Казахский мелкосопочник). "Выскальзывание" корового материала из сужающегося пространства и его нагнетание на флангах сопровождается образованием серии косых сколов, хорошо выраженных на западном фланге торошения в виде системы кулисообразно подставляемых правых сдвигов северо-западного простирания (Таласо-Ферганский, Джунгарский, Главный Саянский и другие), отме-

чаемых по всей ширине пояса палеозойских. Таким образом, мы имеем как бы третью волну горообразования в пределах Центральной Азии, ориентированную вкрест простирания древнего складчатого пояса и движущуюся по нему с востока на запад.

Наложение (интерференция) поперечной волны орогенеза на две параллельные обуславливает ускоренное воздымание западной периферии возрожденных гор и формирует секущую древний структурный план часть Центрально-Азиатского горного пояса, простирающуюся от Памира до Алтая. Здесь проходит своеобразный фронт горообразования, распространяющийся на запад из Центральной Азии, хотя этот процесс идет под влиянием субмеридионального сжатия. Доказательством тому служат история развития и рельеф Среднеазиатско-Казахстанского региона, который дает возможность составления практически полного гомологического ряда, иллюстрирующего эволюцию горных сооружений в его пределах.

Исходный рельеф – пенепленизированная равнина, подступающая к горам Средней Азии с севера. Ее классическое выражение – Казахский мелкосопочник.

В качестве **первой стадии** горообразования можно рассматривать островные и полу-изолированные низкотеррасы, проникающие в равнинно-платформенную область Турана и Казахстана на сотни километров вдоль главных сдвигов северо-западного простирания. Это горы Нуратау, Каратау и Чу-Илийские, продолжающие поднятия Тянь-Шаня, а также линейно вытянутые в том же направлении низкотеррасы и кряжи, отходящие от подножий Джунгарского Алатау, Саура и Тарбагатай. Обычно это косые горсты, для которых характерна асимметрия поперечного профиля. Типичны: растянутый пологий юго-западный склон, подчеркиваемый местами наклонным залеганием или флексурами в мезозой-кайнозойских осадках, и короткий крутой северо-восточный, заложенный вдоль взбрососдвига. На относительную молодость поднятий указывают реликтовые уплощенные вершины, местами сливающиеся в плоскогорья, и энергичная эрозия, формирующая глубокие каньонообразные врезы. Абсолютные высоты гор на этой стадии развития редко превышают 2000 м, относительные – 500 м.

Поднятия прогрессирующе разрастается вверх и в стороны. **На второй стадии** орогенеза одинокий хребет превращается в горную систему. В результате продолжающегося взламывания палеозойского субстрата появляются параллельные хребты субмеридионального и северо-восточного простирания, "оперяющие" заложившуюся ранее вдоль сдвига орографическую ось. Поначалу эти хребты так же выступают, как асимметричные глыбовые поднятия, в которых главную роль играет одно ограничение в виде взбросонадвиг, падающего под хребет. Распределение выполаживающихся на глубине дислокаций с самого начала имеет веерообразный рисунок, позволяющий предполагать их схождение на некоей плоскости срыва, ограничивающей дислоцируемый объем горных пород снизу.

Участки, отстающие в поднятии, выступают между хребтами в качестве долинообразных понижений, расширяющихся в сторону предгорных равнин и постепенно сливающихся с ними. Они перекрыты молодыми осадками далеко не повсеместно, часто разбиты на блоки, поднятые на разную высоту. Орография приобретает перистый рисунок, образно названный В.И. Поповым "конским хвостом" [21]. Его можно видеть на примере западных окончаний Тянь-Шаня, Гиссаро-Алая и Джунгарского Алатау. Абсолютные высоты гор достигают 4500 м и более, относительные часто превышают 1000 м. В морфологии вершин сочетаются уплощенные реликтовые участки и острые гребни, существенно переработанные плейстоценовыми оледенениями.

Крупные фрагменты исходных равнин, на первых стадиях не вовлекаемые в орогенез, интенсивно прогибаются. Поднимающимися хребтами они постепенно обособляются: сначала в предгорные прогибы, затем в межгорные котловины характерной ромбовидной формы. Палеозойский субстрат погребается под осадками, нередко значительной (в несколько километров) мощности. В результате на месте денудационных равнин формируются разнообразные аккумулятивные: в мезозое преобладали морские, в кайнозое им на смену пришли озерные, аллювиально-дельтовые и про-

лювиальные, в плестойцене существенную роль стали играть золотые. Разные стадии обособления впадин можно видеть в настоящее время у северного подножия Тянь-Шаня (Чуйской, Балхашской, Алакольской и др.) и у его западной периферии.

Следующую, **третью стадию** развития внутриконтинентального орогенеза демонстрирует Центральный (отчасти и примыкающий к нему Северный) Тянь-Шань, представляющий собой по существу крупное нагорье, в которое, по нашему мнению, превращается горная система, образующаяся на второй стадии. Рост количественных характеристик поднятий (абсолютные высоты возрастают местами до 5–6 км, но в основном не превышают 5 км) сопровождается существенным изменением орографии и морфоструктуры. Впадины замкнуты, а выполняющие их мезозой-кайнозойские осадки заметно дислоцированы. Форма внутригорных понижений отчетливо миндалевидная – с плавными северными и южными ограничениями в центральной расширенной части и острым замыканием на востоке и западе, по длинной оси впадины. Столь же плавно огибают каждую впадину хребты, образуя дуги и S-образные искривления. Они чаще уже не параллельны друг другу, а сближаются под острым углом и веерообразно расходятся.

Особенность орографии и внутреннего строения Центрального Тянь-Шаня можно рассматривать как результат горизонтального сжатия изначально параллельных и прямолинейных хребтов и впадин второй стадии. Взбросово-надвиговая кинематика тектонических уступов, разграничивающих хребты и впадины, дополняется сдвиговой компонентой. При этом движение по сдвигам, составляющим динамопары, направлено таким образом, что долинообразные понижения разрываются и в них выделяются относительно жесткие массивы, которые обтекаются более пластичными выжатыми массами, слагающими хребты. Последние, изгибаясь, сближаются и формируют перемычки, разделяющие впадины. Все эти процессы идут на фоне общего воздымания горного массива: днища впадин Центрального Тянь-Шаня имеют абсолютные отметки от 1,5 км до 3 и более, возвышающиеся над ними хребты – 3,5–5 км, редко более.

В морфологии поднятий превалируют интенсивное расчленение – в вершинном поясе альпинотипного облика, на склонах эрозионное, часто переходящее в бедленд. Вместе с тем имеют место уплощенные вершины, и не только на периферии поднятий, но и в гребневой части (Терскей-Алатау, Тянь-Шаньские сырты и прочие). Исключение составляет самая крупная Иссык-Кульская впадина, которая формируется в условиях, более свойственных межгорным прогибам типа Ферганской долины. Специфика их развития на третьей стадии видится в следующем. Интенсивное прогибание продолжается, компенсация его зависит от объема обломочного материала, приносимого реками, а в конечном счете – размером их совокупности водосборного бассейна. Продолжающееся сжатие приводит к частичному дроблению и короблению жесткого фундамента. Прибортовые его фрагменты могут, наклоняясь, асимметрично подниматься и надвигаться в сторону центра впадины, вовлекаясь в ансамбль соседнего орогена. Примечательно, что здесь же, по окраинам впадин, фундамент может местами испытывать и обратный перекося, и тогда асимметричное поднятие ограничено взбросами, падающими в сторону впадин (так называемый антилеукс, т.е. система разломов, направленных вопреки правилу Леукса, что отмечено Г.Н. Пшениным и др. [22]). Вместе с хребтами, заложёнными по этим поднятиям фундамента, вдоль бортов межгорных и крупных внутригорных впадин формируются узкие вторичные понижения рампового характера (например, Алабаш-Конурэленская депрессия в южном Прииссыкулье).

На третьей стадии развития горной системы осадочный чехол впадин также начинает активно реагировать на продолжающееся горизонтальное сжатие, не столько повторяя деформации фундамента, сколько самостоятельно сминаясь согласно внутривпадинным срывам. Складчатые дислокации в молодых осадках имеют выражение в рельефе в виде адыроподобных гряд.

Четвертая стадия внутриконтинентального орогенеза знаменует собой переход от коллизионного торошения земной коры к ее ссучиванию. Блоки и глыбовые массивы,

образовавшиеся на предыдущих стадиях и подвергнутые резкой дифференциации, начинают вновь спаиваться в единый монолит и сравниваться по высоте, но уже на ином гипсометрическом уровне. Продолжающееся развитие мощных глыбовых надвигов на границах палеозойских поднятий и мезозой-кайнозойских впадин практически повсеместно вызывает экспансию горного рельефа во внутригорные впадины вплоть до полного "захлопывания" последних. Весьма показателен в этом отношении Гиссаро-Алай, где фрагменты мезозой-кайнозойских складчатых структур в общем поле развития палеозойид демонстрируют положение некогда существовавших внутригорных впадин. Здесь молодые дислокации, как правило, еще занимают относительно низкое положение, соответствуя внутригорным положениям типа мульд и крупных долин. Однако говорить о том, что смятые осадки выполняют понижение, чаще всего не приходится. Их в виде сложных складок или крупнопадающих моноклинальных пакетов можно встретить обычно на склонах, причем не всегда в нижней части; "взбираются" они и на перевальные седловины. Характерна сдавленность тектоническими пластинами палеозойид, причем молодые (Mz-Kz) осадки залегают на нижней пластине палеозоя нормально, без смещения, а верхняя пластина, как правило, надвинута на них.

Орография вновь возвращается к системе параллельных гребней, как это было на второй стадии, но разделяющие их долины-ущелья крайне узки, крутосклонны (до 35° и более) и глубоки (относительные превышения более 2 км). В структуре они часто соответствуют рампам, по дизъюнктивным ограничениям которых происходят интенсивные подвижки, вызывающие катастрофические явления типа обвалов, осыпей и оползней. В рельефе гор Гиссаро-Алая⁴ практически не остается места уплощенным участкам, даже там, где высоты относительно невелики – 3–4 км.

Иной вариант развития на четвертой стадии представляется в том случае, когда в межгорных понижениях в предшествующие этапы не накапливалась значительная толща осадков и (или) они были изначально нешироки, а потому полностью опустошены при подъеме. Примером тому может служить восточная часть Центрального Тянь-Шаня к югу от Иссык-Куля. Там между субпараллельными хребтами субширотного простирания нет явных следов пережатых осадков. Тем не менее орография соответствует главным структурным линиям с активной современной динамикой, падение которых под хребты демонстрирует аналогичное тому, что было описано для Гиссаро-Алая, рамповое строение разделяющих долин.

Дальнейшее развитие – **на пятой стадии** – идет по пути вовлечения в активное горообразование разделявших поднятия межгорных прогибов, в пределах которых происходят наиболее значительные изменения. Эти процессы сопровождаются их консолидацией с орогенами и слиянием с ними в единый массив. Ярчайший пример тому являет зона распространения дислоцированных мезозой-кайнозойских осадочных толщ между Памиром и Гиссаро-Алаем. Она часто называется Таджикской депрессией, но по существу представляет собой сложное сочетание впадин и хребтов разной высоты. Абсолютные отметки в пределах этой морфоструктуры постепенно увеличиваются с юго-запада на северо-восток, в том же направлении возрастает напряженность складчатой структуры молодых осадков, а также сокращается ширина зоны их распространения. Все эти факты логично увязываются с неравномерностью субмеридионального сжатия этой зоны, которое возникает в результате давления с юга, со стороны Памира, в свою очередь являющимся передатчиком напряжений, идущих от Индостана, точнее от его Пенджабского выступа (синтаксиса) [23–26]. Ускоренную трансформацию рельефа впадин в высочайшие горные хребты обеспечивает механизм складчатого горообразования, который возникает в прогибе в результате срыва осадочного чехла с основания, его последующего скольжения и смятия [27, 28].

⁴ Характеризуя рельеф четвертой стадии, мы исключаем из рассмотрения западное окончание Гиссаро-Алая (от меридиана Искандеркуля), поскольку считаем, что оно находится на предшествующих стадиях развития горообразования.

Рельеф орогенов, окружавших впадину, также продолжает эволюционировать и на пятой стадии предстает в новом облике. В качестве показательных для него регионов можно привести Западный Памир и массив Хан-Тенгри на стыке Центрального и Восточного Тянь-Шаня. Наряду с очевидным ростом абсолютных и относительных отметок (до 7,5 км и до 3 км и более соответственно) заметную перестройку претерпевает орография. Появляются поперечные, секущие структуру вкрест простирания⁵ субмеридиональные хребты, которые обладают максимальными высотами или для всего региона в целом или по крайней мере для ближайшего окружения. На Памире это хребты Академии Наук, Зулумарт и Кох-и-Лал, на Тянь-Шане – Меридиональный. На уровне мезоморфологии принципиальных изменений не происходит. Можно отметить дальнейшее увеличение крутизны склонов, которое в сочетании с их возросшей относительной высотой стимулирует катастрофические обвалы, оползни и отседания гигантских масштабов (завалы Сарезский, Яшилкульский и в районе оз. Шива). Параллельно с субмеридиональными хребтами формируются глубочайшие антецедентные ущелья, в результате чего речная сеть приобретает ортогональный (решетчатый) рисунок (на Памире р. Пяндж и система Муксу-Федченко, на Тянь-Шане – р. Аксу).

Вероятно, в качестве **шестой стадии** развития внутриконтинентального орогенеза следует привести Тибет с его горным окружением. Это не только высочайшее, но и величайшее по площади нагорье на планете. Его размеры можно рассматривать как результат слияния нескольких частных нагорий, спаянных инверсией некогда разделявших их впадин. Процесс этот продолжается, и на очереди Цайдамская (на севере) и Сычуаньская (на востоке) котловины, которые, находясь в обстановке сильнейшего латерального сжатия, в настоящее время уже оказались высоко поднятыми, а выполняющие их осадки – дислоцированными.

Что касается мезоморфологии, то надо отметить повторное развитие широких внутригорных понижений, но уже на высотах 4,5–5,5 км и более. Их возникновение можно объяснить не столько дифференциацией тектонических движений, сколько отрывом верхних звеньев долинной сети краевыми поднятиями, обособлением в бессточную область и последующим заполнением рыхлым материалом, сносимым с ближайших гор. Можно говорить о своеобразном выравнивании, так как идет сокращение относительных превышений. На склонах и вершинах, не подвергающихся оледенению, оно сопровождается криопланацией, характерной для холодного аридного климата высокогорий.

На основании вышеизложенного можно наметить несколько тенденций развития рельефа и внутреннего строения областей, подверженных внутриконтинентальному орогенезу. Прежде всего это последовательный рост абсолютных высот. Он отмечается как для вершинного пояса гор, так и для днищ разделяющих их впадин и долин. Вторая тенденция – это блоково-глыбовая дифференциация морфоструктур на начальных стадиях развития, идущая на двух масштабных уровнях. На локальном уровне она приводит к возникновению отдельных хребтов и внутригорных впадин, на региональном – к появлению горных систем (далее нагорий) и крупных межгорных понижений. На зрелых стадиях дифференциация уступает место последовательной интеграции всех морфоструктур в единый горный массив за счет закрытия и инверсии впадин, а также взаимного сближения обрамляющих их горных сооружений. Значительная, а местами и ведущая роль в этом процессе принадлежит уже складчатым дислокациям.

Место экзогенных процессов в горообразовании неоднозначно. Их главная роль – в перераспределении обломочного материала из поднятий во впадины, которое сопровождается разрушением и снижением первых и заполнением вторых. Морфологическим следствием этого служит формирование, с одной стороны, резкого расчленения,

⁵ Надо заметить, что на предшествующих стадиях горообразования преобладало четкое соответствие структуры и орографии.

а с другой – аккумулятивных равнин, что в целом соответствует классической парадигме геоморфологии, основанной на работах В. Дэвиса, В. Пенка и их последователей, в рамках которой резкое расчленение знаменует восходящую линию развития горного рельефа.

Однако на зрелых стадиях развития, при сочетании интенсивного расчленения и складчатого импульса в условиях тангенциального сжатия, экзогенная составляющая морфогенеза уже начинает препятствовать дальнейшему увеличению относительных высот [29]. Если в результате тектонической дифференциации происходит обособление внутренних районов формирующихся нагорий, то экзогенные процессы могут привести к частичной планации горного рельефа. Здесь видятся по крайней мере три принципиальных отличия от классической парадигмы. Во-первых, резкое расчленение высокогорного облика не есть высшая стадия развития рельефа. Во-вторых, частичная нивелировка не связана с замедлением или прекращением тектонического процесса. В-третьих, она идет на значительных высотах и не связана с региональным базисом эрозии.

Таково следствие перехода на позиции мобилизма, в рамках которого приходится учитывать следующие обстоятельства. Развитие рельефа Центрально-Азиатского горного пояса происходит в условиях сокращения географического пространства⁶. Оно идет также параллельно с увеличением мощности земной коры и, возможно, подкоровых слоев мантии. Тектогенез идет однонаправленно и в целом равномерно по пути сжатия коромантийного вещества между жесткими массивами Сибирского и Индостанского кратонов, но с изменениями, имеющими внутренние, региональные причины. К таковым флюктуациям можно отнести "выжимание" масс в стороны от оси сжатия, фактически повсеместное и постоянное перемещение морфоструктур друг относительно друга по латерали, согласно сдвиговым и надвиговым зонам, а также вращение структур по и против часовой стрелки и вокруг горизонтальной оси, приводящее к их наклону, запрокидыванию и перевертыванию.

Особое значение для орогенеза имеет горизонтальная расслоенность литосферы и движение пластин по зонам срыва. Можно констатировать, что чем крупнее орогенная морфоструктура, тем глубже ее заложение. Ранее уже отмечалось, что, рассматривая Центрально-Азиатский регион в целом, мы должны принимать во внимание весь надастеносферный объем, а для объяснения горообразования в южном секторе горного пояса оперировать коровыми плитами, т.е. веществом над разделом Мохо. Очевидно, что складчатый орогенез в Таджикской депрессии связан с внутрикоровым срывом – по солегипсоносной толще J_3 в основании осадочного чехла⁷. В регионе отмечается скольжение еще более тонких приповерхностных пластин покровно-надвигового характера, которые чаще всего имеют локальное значение, не выходя за пределы одного макросклона. Наиболее широко они развиты вдоль северной границы Памира, где отмечается максимальная для региона современная тектоническая активность [23]. Здесь идет трансформация изоклинальных складок в серию покровных чешуй [31]. Примечательны происходящие при этом изменения в рельефе. Складки слагают островершинные гребни высотой до 5 км и более, покровные чешуи – макросклон с плоскими междуречьями, ступенчато спускающийся от главного гребня. По мере запрокидывания складок и их расчешуивания наблюдается постепенное разрушение гребня путем его снижения и расслабления. Появляются многочисленные разломы, по которым формирующееся широкое междуречье обособляется от речной сети с характерной планацией в вершинном поясе [32].

Таким образом, имеет место тектоно-гравитационное разрушение орогена по фронту надвигания, знаменующее деструктивную линию развития горного рельефа [28].

⁶ За кайнозой меридиональное "укорочение" в разных регионах Средней Азии оценивается от долей процента до 60% и более [30].

⁷ Есть основания полагать, что аналогичные срывы имеют здесь место и по другим "скользким" – солегипсоносным и глинистым – толщам, залегающим выше, в частности Φ_2 [27].

Оно не связано с перестройкой тектогенеза, а имеет причиной внутреннюю логику развития сминаемой пластины. Движущийся сорванный чехол осадков как бы спотыкается о структурную ступень автохтона и опрокидывается на его приподнятое крыло. Над этой ступенью горообразование достигается своей кульминационной стадией, и в каждом конкретном случае ее морфологическое выражение зависит от местных условий. Так, в Вахшском хребте, на западе зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня высоты разрушаемого гребня составляют 2,5–3,5 км, и в его рельефе еще прослеживаются реликтовые элементы в виде ровных пологих склонов и уплощенных вершин. По мере удаления на восток в хребтах Петра Первого и Заалайском высоты заметно возрастают – до 5,5–7 км, гребень становится исключительно крутосклонным и увенчивается эффектными вершинами – карлингами.

Конечно же, описанные выше стадии горообразования не имеют жестких пространственных или временных разграничений; они постепенно переходят одна в другую. В свою очередь большинство орогенов Центрально-Азиатского пояса демонстрируют одновременно несколько стадий, а в их облике запечатлены также и промежуточные между стадиями варианты развития горного рельефа. Таковые можно наметить даже в пределах наиболее протяженных хребтов и крупных впадин.

Общий тренд усложнения рельефа и приобретения им зрелых форм ориентирован с севера на юг и с запада на восток, навстречу орогенным импульсам, идущим соответственно от Индостана и из Центральной Азии. Особенно ярко это проявляется на Тянь-Шане, горы которого по субширотному простираению показывают последовательную смену пяти стадий. Эта картина нарушается и усложняется локальными осями сжатия, вдоль которых формируются субмеридиональные хребты и от которых начинается веерообразное расхождение структурных и орографических линий – не только на запад, но и на восток. Примерами могут служить Матчинский горный узел в Гиссаро-Алае и место схождения Заилийского и Кунгей-Алатау на Северном Тянь-Шане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
2. *Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al.* Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // *Ofioliti*. 1977. V. 22(2). P. 195–200.
3. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 3–14.
4. *Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then reopen? // *Nature*. 1966. V. 211. P. 676–681.
5. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–32.
6. *Puchkov V.N.* The Paleozoic of the Uralo-Mongolian fold system // *Earth Sciences and Resources Institute, University of South Carolina, Columbia, Occasional Publication, New Series*. 1991. V. 7. P. 2.
7. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust, *Ann. Rev. // Earth Planet Sci.* 1996. V. 24. P. 263–337.
8. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
9. *Sengor A.M.C.* Asia // *Encyclopaedia of European and Asian Regional geology*. Colombia: Chapman & Hall. 1997. P. 34–50.
10. *Якубчук А.С.* Палеозойды Центральной Азии как фрагменты деформированных задуговых бассейнов // *Тектоника неогена: общие и региональные аспекты*. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 344–347.
11. *Наливкин Д.В.* Очерк геологии Туркестана. Ташкент; Москва: Туркпечать, 1926. 184 с.
12. *Розенберг Л.И.* О времени образования горного Алтая // *Геоморфология*. 1978. № 1. С. 75–84.
13. *Пишенин Г.Н.* О древности рельефа горной Ферганы // *Геоморфология*. 1982. № 1. С. 80–89.
14. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. (Вопросы региональной и теоретической неотектоники). М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
15. *Костенко Н.П.* Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии // *Тр. ученых геол. ф-та МГУ к XXI Геол. конгр.* М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 111–141.

16. Чичагов В.П. Ураган 1980 года в восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. М.: Ин-т географии РАН, 1998. 204 с.
17. Чичагов В.П. Дефляционная эволюция суши // Геоморфология на рубеже XXI века (IV Шукинские чтения). М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 254–258.
18. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
19. Хаин В.Е., Лобковский В.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20–31.
20. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Науч. мир, 1997. 314 с.
21. Попов В.И. Структуры "конского хвоста" в тектонике Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Туркпечать, 1939. 188 с.
22. Пишенин Г.Н. Эволюция и механизмы развития орогенных морфоструктур Тянь-Шаня и Памиро-Алая / Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука, 1994. С. 129–157.
23. Губин И.Е. Памир как северная часть Пенджабского синтаксиса // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 202–214.
24. Захаров С.А. О природе Памиро-Пенджабского синтаксиса // Международный геологический конгресс, XXVI сессия: Докл. советских геологов: Тектоника. Геология альпид тетисного происхождения. М.: Наука, 1980. С. 198–206.
25. Никонов А.А. Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. М.: Наука, 1990. С. 37–45.
26. Трифонов В.Г. Неотектоническое развитие областей взаимодействия литосферных плит (сравнение Гималайско-Тянь-Шаньского региона и запада США) // Тип гор и механизмы горообразования. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1979. С. 35–36.
27. Буланов С.А. Механизмы формирования рельефа хребта Петра I: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1990. 24 с.
28. Буланов С.А. Памиро-Алайский тип складчатого горообразования / Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука, 1994. С. 165–172.
29. Буланов С.А. Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1993. № 4. С. 67–73.
30. Грачев А.Ф., Визинский Е.А., Чедия О.К. Орогенические области / Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность северной Евразии. М.: ГЕОС, 2000. С. 57–138.
31. Скобелев С.Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра Первого // Геотектоника. 1977. № 2. С. 105–119.
32. Буланов С.А. Тектоническое выравнивание горного рельефа при формировании надвигов в складчатых поясах / Проблема геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989. С. 101–106.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию
23.11.2001

THE PECULIARITIES OF INTRACONTINENTAL OROGENY (CENTRAL ASIAN MOUNTAIN BELT AS AN EXAMPLE)

S.A. BULANOV

S u m m a r y

The description of Central-Asian mountain belt history since Late Proterozoic is given. The lateral crustal movements in the region correlate with process of mountain building on different hierarchical levels. On the basis of morphostructural analysis 6 orogenic stages are distinguished in the Middle Asia and Eastern Kazakhstan.