



Уважаемые читатели!

2002 год объявлен ООН Международным Годом Гор. Редакция журнала, в этом и следующем номерах, предлагает Вашему вниманию серию статей, посвященных геоморфологическим проблемам горных территорий.

Мы с удовлетворением отмечаем высокую активность авторов, продолжающих заниматься геоморфологией горных стран и благодарим их за участие.

УДК 551.4.01

© 2002 г. Д.А. ТИМОФЕЕВ, В.ВАД. БРОНГУЛЕЕВ, В.П. ЧИЧАГОВ

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ГОР

Горный рельеф, его морфологическое разнообразие, происхождение, история развития, современная динамика, специфика экологических условий – все это и многое другое остается в центре внимания геоморфологов. В данной статье авторы хотели остановиться на некоторых темах, на отдельных проблемах горной геоморфологии, которые еще не получили удовлетворительного решения, хотя осознаются как актуальные задачи современной геоморфологии.

Проблема номенклатуры и типизации гор

В словарях-справочниках приведено около 80 терминов, характеризующих те или иные разновидности гор [1, 2]. Однако до сих пор не создана общепринятая геоморфологическая классификация гор. Более того, мы подозреваем, что такая общая всеобъемлющая классификация и не может быть построена, так как горный рельеф (впрочем, как и равнинный) обладает комплексом характерных признаков и свойств и его типизация может основываться на различных принципах и критериях: морфология, происхождение, соотношение с геологическим субстратом, геодинамика, возраст и история развития. И действительно, по всем этим признакам имеются более или менее разработанные классификационные схемы. Но свести их в единую классификацию чрезвычайно трудно, если вообще возможно и нужно.

Поскольку в геоморфологии – науке геолого-географической – господствует исходное аксиоматическое положение, что рельеф земной поверхности создается и развивается благодаря взаимодействию эндогенных (геологических) и экзогенных (географических) сил и в связи с тем, что большую часть своей истории геоморфология ставила перед собой главную задачу – изучение рельефа для познания земных недр [3], номен-

клатура и типизация земного рельефа, в особенности горного, имеют явно геологическое содержание. Это выражается в том, что употребляемые при типизации горного рельефа термины и понятия в основном заимствованы из тектоники, геодинамики, геологической истории. Таковы понятия эпиплатформенные и эпигеосинклинальные, складчатые, сводовые и глыбовые горы и многие другие широко используемые термины. И в морфоструктурном анализе, и в новейших геодинамических построениях геологическая составляющая выходит на первый план, в том числе и терминологически. Сами же особенности рельефа остаются как бы в тени, хотя основные слова – горы, равнины – геоморфологические.

Мы не ставим целью критически рассматривать имеющиеся в литературе схемы классификаций горного рельефа, предпринятые в целях морфоструктурного, морфотектонического, неотектонического, геодинамического анализа. Достаточно полный обзор этого имеется в недавно опубликованной монографии Н.И. Корчугановой [4].

Остановимся лишь на столь актуальных сейчас принципах анализа и типизации рельефа гор с геодинамических позиций. Пожалуй, первый опыт выделения разных морфодинамических типов гор, различающихся прежде всего по морфологическим характеристикам, отражающим различия в строении и динамике недр (режимы сжатия или расширения литосферы), был предпринят Н.А. Флоренсовым [5, 6]. Выделенные им три механизма горообразования – сибиретипный (сводово-глыбовые горы), байкальский (рифтовые горы) и гобийский (пьедестальные горы): связываются с различиями в состоянии и динамике литосферы, режимами ее сжатия (сибиретипные и гобийские горы) или растяжения (байкальский тип). Морфодинамическая типизация гор Н.А. Флоренсова, нашедшая свое развитие в ряде работ [7], относится к территории юга Сибири и Центральной Азии. Глобальную схему геодинамической классификации крупных геоморфологических элементов Земли с позиций тектоники плит разрабатывал И.П. Герасимов [8–10].

В своей первой статье он выделил 15 главных типов архитектуры Земли. Из них 7 относятся к горам. Позже эта классификация была им дополнена и выделено 11 типов горных геотектур или тектур, объединенных в три группы: 1) геотектуры континентальных плит – платооры и палеорогены; 2) геотектуры шовных зон – мобилгены (нео- и палеомобилгены), орогены (орто-, пара-, пери- и торпоорогены) и смешанный тип ороген-мобилгенов; 3) океанических плит – талассотектуры. Не стоит критиковать непривычную терминологию. Необходимо подчеркнуть, что И.П. Герасимов стремился отойти от традиционной терминологической зависимости от тектоники и дать систему своих геоморфологических терминов. То, что эти слова пока не вошли в наш обиход и вообще эти работы И.П. Герасимова на удивление как бы игнорируются в новейшей, в первую очередь отечественной специальной литературе, видимо, объясняется инерционным мышлением большинства из нас, сопротивляющихся введению новых слов и понятий.

Особое значение может иметь типизация по морфологии горного рельефа. Такая типизация должна основываться на двух подходах: морфологические различия гор при взгляде на них сбоку и при взгляде сверху на их плановые очертания. При взгляде сбоку необходимо сочетать анализ продольного профиля горной страны (области, хребта) и поперечного. Они взаимосвязаны, но не всегда однотипны. По разновидностям продольного профиля различаются: А – зубчатые (пилообразные) с максимальными высотами в центре и со снижением к краям, Б – зубчатые одновысотные, (эти две разновидности обычно связываются с наличием форм древнего и современного оледенения – альпийский рельеф, причем не всегда такая морфология гребня горной области имеет ледниковое происхождение: она встречается, например, в аридных горах, никогда не имевших оледенения), В – куполовидные горы, Г – пологосводовые, Д – плосковершинные (поскогорья), Е – прямоугольные (чередование горстовых блоков и разделяющих их плоскодонных впадин), Ж – асимметричные горы.

В поперечном профиле горы подразделяются на: а) сводовые (куполовидные), б) треугольные (пирамидальные), в) прямоугольные плосковершинные, г) сводово-

прямоугольные, обычно называемые сводово-глыбовыми или сводово-блоковыми; образуются, когда глыбы по разломам подняты на разную высоту, увеличивающуюся к центру поднятия, что по общему очертанию создает впечатление свода; д) глыбово-сводовые, морфологически сходные с предыдущими, но отличающиеся двумя морфологическими особенностями: во-первых, вершинная поверхность блоков (глыб) наклонена от центра гор к их подножию, т.е. сводовая деформация исходной относительно ровной поверхности первично по отношению к глыбовым расколам; обычно с каждой стороны такого свода образуется пара односторонних гор [11], а подножия образуют наклонные пьедесталы; во-вторых, часто центральная часть (осевая зона) выражена грабенообразной впадиной, погружение которой во многом определяет воздымание окружающих горных полусводов (рифтовые горы Байкальско-Хубсугульского региона); е) пьедестальные горы – разновидность глыбово-сводовых, различающаяся наличием отчетливо выраженного пьедестала, образуемого наклонными подгорными равнинами (крыльями свода), над которыми резким уступом поднимается гряда скалистых гор (клин выпирания; пьедестал может быть пологовыпуклым, но чаще поперечный профиль подгорных равнин прямолинейный или вогнутый, что образует геометрическую фигуру, не имеющую названия [12]; ж) глыбово-впадинные, отличающиеся от сводово-глыбовых гор тем, что плоско- или наклонновершинные блоки уменьшают свою высоту от краев к центру так, что кривая, идущая по вершинам, описывает дугу, вогнутую книзу – “обратный свод” или впадина; примером является горно-впадинный рельеф между Хангаем и Хэнтэем в Центральной Монголии; з) горы днищ впадин – разновидность пьедестальных гор, когда цепочки хребтов – молодых клиньев выпирания располагаются не в осевых частях валовообразных сводов, а в нижних частях бортов впадин или в их осевой части; таковы многочисленные горные кряжи и гряды во впадинах Заалтайской Гоби на юге Монголии [13]; и) асимметричные горы – наклонные плато и куэсты, обычно приуроченные к макросклону крупных горных сооружений (Крым, Северный Кавказ); к) конусообразные горы – действующие и потухшие вулканы.

Большие возможности для типизации гор и понимания их происхождения и геодинамики представляет анализ плановых очертаний горных территорий – морфологический анализ при взгляде сверху, т.е. при изучении карт, аэро- и космоснимков. Выделяется более полутора десятков разновидностей гор по этому признаку, объединяемых в две большие группы.

А – вытянутые (длина больше ширины) горные пояса, хребты, цепи, гряды, кряжи и Б – изометричные, массивные – примерно равные длина и ширина.

Тип А может быть разделен на следующие подтипы: А1 – прямолинейные с единой осевой линией; А2 – дугообразные; А3 – извилистые; А4 – S-образные, характерные главным образом для молодых горных стран как на суше (Карпаты – Стара Планина, Карибская петля), так и на океаническом дне (Южно-Антильский хребет с Антарктическим полуостровом); А5 – петлеобразные, образуются главным образом за счет препарировки пластов в сложноскладчатых структурах (Аппалачи, Центральная Австралия); А6 – метлообразные (или конские хвосты) – виргации расходящихся из одного узла хребтов (пример – система молодых хребтов и впадин Таджикской депрессии); А7 – кильватерные или эшелонированные – хребты и кряжи, вытянутые в одну линию, но отделяющиеся друг от друга седловинами (Гобийский Тянь-Шань); А8 – кулисообразные, когда отдельные хребты и кряжи, вытянуты в целом в одном направлении, но сдвинуты один относительно другого (Гобийский Алтай); обычно они связаны со сдвиговыми деформациями; А9 – четковидные (чечевицеобразные) – чередование расширений и сужений в едином хребте или горной цепи (Большой Кавказ, Восточный Тянь-Шань); А10 – типа гусениц – специфичный рисунок молодых антиклинальных хребтов и гряд Загроса, напоминающий скопление ползущих по поверхности гусениц.

Среди изометричных гор выделяются подтипы: Б1 – округлые, в том числе кольцевые и овальные; Б2 – прямоугольные, обычно ограниченные дизъюнктивными



Рис. 1. Схема орографии района пересечения Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня на юге Монголии

границами; Б3 – треугольные и трапециевидные (остроугольные, клиновидные); пример – горы Центральной Азии [14]; Б4 – изрезанные, лопастные, зубчатые; изрезанность границ может быть связана как с особенностями геологической структуры, так и с экзогенным расчленением.

Используя эту типизацию (возможно выделение и других разновидностей по форме в плане и профиле), следует иметь в виду, что не всегда общие плановые очертания горной области характерны для строения ее внутренних частей – орографических элементов меньших размеров. Так, внутри изометричной горной страны могут быть прямолинейные хребты и гряды, дугообразные системы и т.д. Таково, например, строение Алтая. Встречаются случаи неполного совпадения простираний крупных горных систем и отдельных хребтов, входящих в нее. Примером может служить восточная оконечность Гобийского Алтая – хребет Гурван-Сайхан. В переводе с монгольского языка это означает семь красавиц. На самом деле массив Гурван-Сайхана состоит из семи хребтов и горных гряд, разделенных внутригорными депрессиями. Гобийский Алтай в целом – система кулисообразно расположенных хребтов (тип А8). Общее простирание Гурван-Сайхана, как и всего Гобийского Алтая с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Но в районе Гурван-Сайхана к Гобийскому Алтаю подходит другая система восточных гор Гобийского Тянь-Шаня, имеющая строго широтное простирание. В районе Гурван-Сайхана хребты Гобийского Тянь-Шаня подходят к нему с запада, почти соединяясь с ним. В итоге взаимодействия этих крупных систем внутри Гурван-Сайхана простирание отдельных горных гряд не гоби-алтайское, а широтное – гоби-тянь-шаньское. С другой стороны, влияние гоби-алтайского (диагонального) простирания морфоструктур прослеживается на восточном окончании цепей Гобийского Тянь-Шаня, отклоняя их от широтного направления на юго-восток (рис. 1).

Выше мы употребляли несколько терминов, характеризующих размеры горных сооружений: горная область, система, хребет, гряда и т.п. Как было показано в одной из работ [15], до сих пор ни в нашей, ни в зарубежной литературе нет единства в ранжировании гор по их размерам и соподчинению. В указанной статье предлагается такая система, идущая от наиболее крупных единиц к более мелким, подчиненным элементам более высокого размерного ранга: горный пояс – горная система – горная страна – горная цепь – горный хребет – кряж – массив – отдельная вершина или гора.

Проблема взаимодействия гор и равнин

Эта проблема имеет два основных аспекта – тектонический и геоморфологический. В первом различаются два варианта взаимоотношений в зависимости от типа преоб-

ладающих движений земной коры – вертикальных или горизонтальных. При преобладании вертикальных происходит воздымание сводов (больших складок), глыб, блоков и втягивание в поднятие участков смежных равнин. Горизонтальные движения, всегда сопровождающиеся и вертикальными, образуют покровно-надвиговые морфоструктуры и может происходить частичное поглощение исходных равнин. Особый тип морфоструктур предгорий образуется за счет гравитационного растекания горного сооружения, о чем будет сказано ниже.

Геоморфологический аспект проблемы состоит в поисках ответа на вопрос: какой рельеф и каким образом формируется между взаимодействующими горами и равнинами? А.П. Карпинский в свое время показал весьма существенное воздействие горных сооружений на процессы формирования тектонической и геоморфологической структуры Русской платформы, на изменения ее палеогеографии – распределение суши и моря в первую очередь. Этот ученый отмечал признаки активизации платформенных структур и соответствующего им рельефа в результате орогенеза в соседних областях Урала, Кавказа. Выдвигалась даже гипотеза, что платформы Северной Евразии являются альпийскими образованиями. В последние годы показано, что площадь равнинных морфоструктур Русской платформы, не вовлеченных в сферу проявления альпийской, новейшей и современной тектоники, весьма ограничена [16].

Активизированные морфоструктуры равнинно-платформенных областей до определенной степени теряют признаки платформенных, но не становятся полностью орогенными. Некоторые авторы выделяют их в особый тип "суборогенных областей" [17] или периорогенов [18]. В геоморфологической литературе внимание к морфоструктурам зон перехода от горных к равнинным областям увеличивается в последние десятилетия. Об этом можно судить по известным геоморфологическим обобщениям (Рельеф Земли, серия "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока", Палеогеоморфологический атлас СССР, Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР, геоморфологические карты АПСЕРМ, серия монографий "Геоморфология СССР" и др.) В этих работах достаточно подробно отражены интересующие нас вопросы. Уместо вспомнить яркую, не потерявшую значения статью Б.А. Федоровича о типах предгорий, оригинальные представления Г.Н. Пшенина о возникновении надвигов со стороны впадин в краевых частях гор, надвиговую тектонику и морфоструктуры в осевых частях горных поднятий О.К. Чедия, формирование покровно-надвиговых высокогорных морфоструктур С.А. Буланова, пьедесталов гор как особого типа предгорий Д.А. Тимофеева и В.П. Чичагова.

Среди множества геоморфологических типов перехода в системе горы – равнины наибольший интерес представляют широкие зоны активизированного новейшими поднятиями преимущественно равнинного рельефа по окраинам горных сооружений. Это – известные периорогенные области, выделенные А.Г. Золотаревым в Сибири и ныне изучаемые на Алтае Г.Я. Барышниковым. В неотектонический этап платформенные равнины дифференцировались на участки двух типов: мобильные пояса равнин – периорогены, которые примыкают к горам разного типа и взаимодействуют с ними, и стабильные области равнин во внутренних частях древних и молодых платформ. Протяженность мобильных поясов может достигать первых тысяч, а ширина сотен километров [18]. Собственно предгорья формируются самостоятельно, но их распространение прерывисто и занимаемая ими площадь существенно меньше площади мобильных поясов равнин. Исходя из этих представлений, А.Г. Золотаревым внесено предложение наряду с двумя основными категориями земного рельефа – горами и равнинами выделять третий, переходный, тип – периорогены.

В свете поставленной проблемы рассмотрим новые данные по истории развития блоковых структур новейшего орогена западной части Центральной Азии, полученные в процессе изучения гидрогенного рудообразования [17]. В регионе выделяются три типа вертикальных перемещений крупных блоков с интенсивностью более 2 км – высокоамплитудный ороген, 0,2–2,0 км – субороген и менее 0,2 км – поднятия плат-

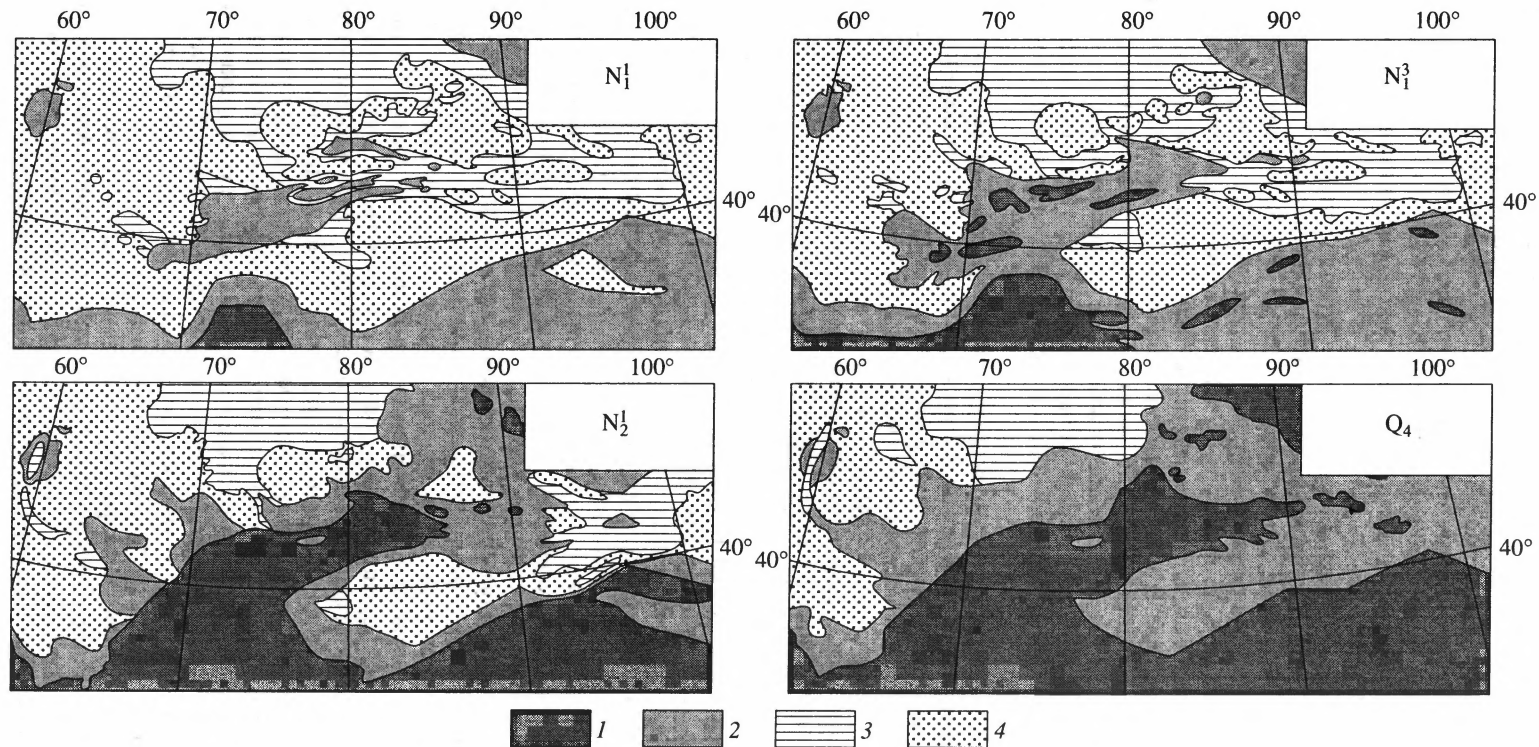


Рис. 2. Изменение во времени границ тектонических областей на западе Центральной Азии (по [17])

Тектонические области: 1 – орогенная, 2 – суборогенная, 3 – поднятия платформенного типа, 4 – неактивизированные части платформ

форменного типа (рис. 2). Содержание рисунка позволяет судить об эволюции горных поднятий в их взаимоотношениях с равнинами. В раннем миоцене в процессе континентальной коллизии в пределах южной окраины единой в то время Афгано-Таджикско-Таримской впадины началось формирование серии обширных суборогенных поднятий Куньлуня, Алтынтага и Наньшаня на фоне малоамплитудных поднятий платформенного типа. В позднем миоцене в процессе нарастания тектонической активизации площадь суборогенов увеличивается и возникают орогенные поднятия Западного Куньлуня, Южного и Центрального Памира. В связи с внедрением на север Памирского клина на расстояние порядка 150 км в орогенных областях в это время развивались зоны крупных надвигов и шарьяжей. Области Западного, Центрального и частично Восточного Тянь-Шаня были представлены суборогенными сооружениями, взаимодействующими с Памиром. Поднятия суборогенного типа формировались вдоль южного фланга Афгано-Таджикской впадины, юго-западных отрогов Гиссарского хребта, в пределах Горного Алтая, а также на юге Кызылкумов.

В раннем плиоцене тектоническая активность нарастает, орогенез захватывает ранее стабильные области, преобладающие пликативные и надвиговые дислокации сменяются блоковыми, и в условиях сложного сочетания вертикальных восходящих движений с мощными надвигами и крупными сдвигами формируются орогены Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Алтынтага, Наньшаня, Банди-Туркестана. Значительные части периферии Таримской и Джунгарской впадин, Центральных Кызылкумов, частично Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской впадин трансформировались в поднятия суборогенного типа. При этом, по данным китайских геологов, в предгорьях Восточного Тянь-Шаня сформировались грядовые форберги типа бескорневых складок, осложненных разломами. В четвертичное время размах вертикальных движений и пространственной и вертикальной дифференциации еще более возрос и был создан сложнейший план современной морфоструктуры с новым, характерным только для плейстоцена комплексом высокогорных поднятий. Возник и комплекс предгорий различного типа – ступенчатые прилавки, наклонные пьедесталы, грядовые форберги.

Проблема взаимодействия гор и равнин может рассматриваться как многоуровневая, ибо она охватывает разнообразные геоморфологические объекты от крупнейших (периорогены) до самых мелких форм. Широкий круг вопросов образования переходного от горных поднятий к зонам прогибания рельефа был рассмотрен на XXIV Пленуме Геоморфологической комиссии РАН в 1998 г. в Краснодаре [19]. Выяснилось, что во всех типах современного рельефа на границах положительных и отрицательных форм развиваются своеобразные комплексы, выстраивающиеся в геоморфологические ряды. Приведем ряд примеров результатов взаимодействия гор и равнин, обсуждавшихся на этом пленуме.

На основании изучения эволюции переходных зон разного типа С.К. Гореловым высказано предположение, что история формирования тектонических структур и рельефа происходила во многих случаях путем наращивания площади континентов за счет последовательного приращения к древнейшим кратонам новых областей платформенной консолидации. Частично эта точка зрения подтверждается данными анализа геоморфологических режимов Азии [20].

Результатом изучения переходных внутриконтинентальных морфоструктур Украины явился вывод, сделанный В.П. Палиенко, что эти морфоструктуры отражают в своем развитии неотектонические режимы смежных морфоструктур разных типов и развиваются в условиях интерференции движений земной коры различной интенсивности и направленности.

Характерным типом рельефа зон перехода между впадинами и горными сооружениями Дальнего Востока России С.А. Лебедев считает низкие денудационные поверхности выравнивания второй половины плиоцена, созданные на базе фрагментов допозднемиоценового пенеплена.

А.А. Шетниковым получены новые данные о строении зон сочленения бортов и днищ впадин Байкальской рифтовой зоны. В Тункинской рифтовой долине северный

борт переходит в днище своеобразным предгорным откосом – пологонаклонной равнины, образованной системой слившихся конусов выноса, а откос формируется в зоне активного разлома.

Согласно исследованиям В.Б. Выркина в Баргузинской котловине позицию предгорного откоса занимают наклонные аллювиально-пролювиальные равнины, занимающие около 25% днища впадины. Наряду с наклонными равнинами в зонах перехода Байкальских впадин встречаются участки, в пределах которых горы от прилегающих равнин словно "отрезаны": крутые склоны гор в основании резким переломом сочленяются с равнинами подножия, причиной этого, как показал Б.П. Агафонов, является сейсмо-тектоника.

О роли сдвиговой тектоники в формировании горных сооружений

Со временем спектр вопросов в проблеме механизма образования гор расширяется, существенно больше внимания уделяется горизонтальным движениям, и в частности сдвиговым. Так, выяснилось, что западная часть Центральной Азии (по крайней мере в границах каледонид) характеризуется развитием клиноформных впадин, в создании которых определенную роль играли сдвиги [14, 21, 22]. Накапливаются материалы о значительной унаследованности деформаций этого типа от ранних этапов рельефообразования; появляется все больше доказательств интенсивных проявлений сдвиговой тектоники в формировании впадин окраинных морей и соответствующих горных сооружений.

В контексте этой проблемы представляют заметный интерес новые данные о роли сдвигов в формировании горных сооружений на ранних этапах заложения основных черт современного рельефа, и в частности на заключительном этапе создания палеоморфоструктуры Центральноазиатского горного пояса в позднем триасе – ранней юре (рэт-лейас) (В.М. Сеницын, Е.В. Девяткин, Т.В. Николаева, В.Ф. Шувалов, В.П. Чичагов и др.). Единства во взглядах на тектонику и древний рельеф этого времени до сих пор нет. Б.А. Петрушевский, А.Л. Яншин, Р.Г. Горецкий и др. исследователи полагали, что в позднем триасе начинают преобладать платформенные условия и формируется Урало-Сибирская молодая платформа; согласно А.Л. Матвиевской и др. продолжается начавшаяся в позднем палеозое орогенная стадия; К.В. Боголепов выдвинул представление об особом дейтероорогенном этапе развития этого обширного региона. Появляются новые данные о палеогеоморфологии и механизмах горообразования в рэт-лейасе на территории Уральской, Казахской, Алтае-Саянской складчатых областей и смежных частей Западно-Сибирской и Туранской плит. Судя по развитию кор выветривания в подошве рэт-лейасовых отложений, в среднетриасовую эпоху здесь господствовали спокойные тектонические условия. Начало позднего триаса ознаменовалось резким усилением тектонических процессов. "В это время началось перемещение многочисленных блоков земной коры Евразийского континента в северном, северо-западном и северо-восточном направлениях, которые происходили вдоль зон протязеиных (разрядка наша – Д.Т. и др.) региональных сдвигов. В это время в районах, где доминировали растягивающие напряжения, начали формироваться грабен-рифты, а где сжимающих – горсты. Этот процесс в северных районах закончился в лейасе, а в южных – в средней юре" [23]. Выделена серия региональных зон сдвигообразования, характеризующихся такими крупными сдвигами, как Северо-Устюртский, Бухаро-Гиссарский, Таласо-Ферганский, Шапшальский и многие другие. С ними связано образование серии грабенов, система которых и предопределила, по-видимому, организацию горного рельефа. В западной части региона сдвиги были левосторонними, а в восточной – правосторонними. Обращает на себя внимание образование в отдельных грабенах мощных толщ конгломератов, что, по мнению упомянутых исследователей, может свидетельствовать о проявлениях сдвигов горных сооружений на отдельных участках, о своеобразной сдвиговой деструкции поднятий. Наконец, представляет известный интерес и то, что глубинные сдвиговые дислокации реализуются на дневной поверхности в виде структур "конского хвоста".

Проблема гравитационного растекания гор

Другая интересная проблема, касающаяся динамики гор, состоит в оценке влияния силы тяжести на деформации горного сооружения и оценке скорости растекания горного хребта под действием собственного веса. Возможность такого явления, относящегося к типу гравитационной тектоники, неоднократно обсуждалась в работах Е.В. Артюшкова [24, 25], Х. Рамберга [26] и многих других. Ясно, что по мере роста гор нагрузка, создаваемая их весом, увеличивается, и гравитационное растекание можно рассматривать в качестве одного из факторов, ограничивающих рост гор. В данном аспекте этот вопрос был рассмотрен ранее одним из авторов настоящей работы [27]. Не возвращаясь к деталям решения задачи, напомним ее постановку и смысл полученных результатов. Рассматриваются вязкие деформации в слое пород литосферы, возникающие под действием поверхностной нагрузки. Эта нагрузка соответствует весу пород, слагающих горный массив или хребет и лежащих выше некоторого условного нулевого уровня. За последний удобно принять уровень перехода от хребта ко впадине, при этом во впадине нагрузка будет отрицательной. Для простоты решения сделан ряд других упрощений, которые принципиально не меняют картину деформаций и величину интересующих нас параметров. Так, рельеф земной поверхности, а соответственно и величину нагрузки удобно задать в виде чередования хребтов и впадин, т.е. в виде периодической функции, и рассматривать поведение одной пары хребет–впадина. В качестве одной из границ слоя, на которых задаются граничные условия, была взята поверхность, залегающая на некоторой глубине H от нулевого уровня. На ней заданы условия равенства нулю вертикальной компоненты скорости и равенства нулю производной горизонтальной компоненты по вертикали. Эти условия вытекают из допущения, что горное сооружение все время находится в изостатическом равновесии, так что нисходящие движения пород в верхней части коры (или литосферы) компенсируются восходящими движениями в нижней части, т.е. выполаживанием "корня" гор. Внешнюю, верхнюю, границу слоя можно задать на нулевом уровне, на котором нормальные напряжения соответствуют весу вышележащих пород, а касательные равны нулю. Это последнее условие означает, что мы как бы пренебрегаем деформацией в толще самого хребта – его поверхностным расползанием. Тем самым полученные оценки скоростей движения будут несколько занижены, что следует иметь в виду.

При сделанных предположениях формулы для расчета скорости опускания земной поверхности на оси хребта V_y и горизонтальной скорости расширения хребта в точке перехода от него к впадине V_x будут выглядеть так:

$$V_y = \rho g h_0 (Ch2kH - 1) / 2\eta k (Sh2kH + 2kH), \quad (1)$$

$$V_x = 2\rho g H h_0 / \eta (Sh2kH + 2kH), \quad (2)$$

(Само решение уравнений движения вязкой жидкости приведено в [27].)

Здесь ρ – плотность пород, g – ускорение силы тяжести, h_0 – высота хребта на его оси, η – вязкость пород литосферы, k – параметр, характеризующий ширину хребта (последняя равна π/k), Ch и Sh – логарифмические косинус и синус. Вертикальная скорость (скорость опускания) максимальна на оси хребта и убывает при удалении от нее прямо пропорционально высоте хребта. Горизонтальная скорость, напротив, на оси хребта равна нулю и максимальна в точке перехода от поднятия к впадине.

При расчетах мы принимали следующие значения параметров: $\rho = 2.9 \text{ г/см}^3$, $g = 981 \text{ см/с}^2$, $h_0 = 3 \text{ км}$, $\eta = 10^{24} \text{ пуаз}$. Для k задавалась серия значений от 1.57×10^{-6} до 1.57×10^{-7} , соответствующих изменению ширины хребта от 20 до 200 км с шагом 20 км. Для H также брались несколько значений от 20 до 75 км.

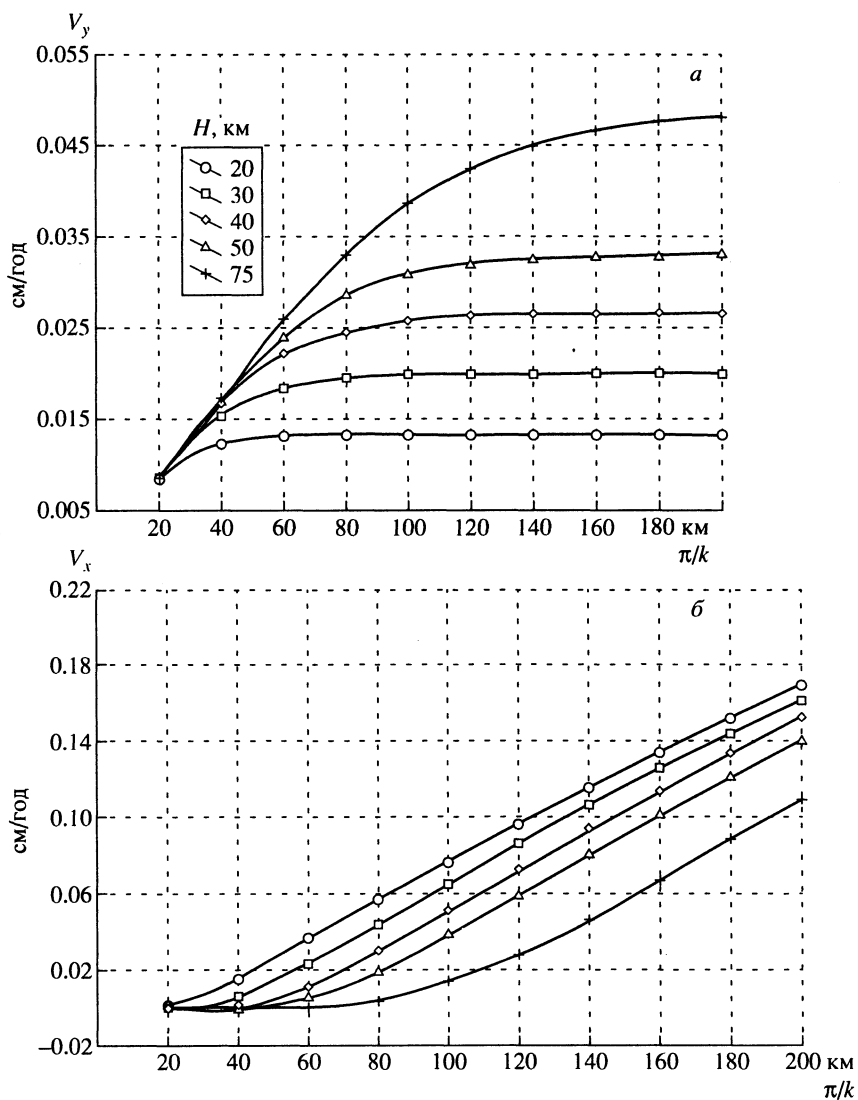


Рис. 3. Графики скоростей растекания горного хребта
 Скорости: а – вертикального проседания (V_y) осевой части хребта в зависимости от его ширины (π/k) и величины параметра H , б – горизонтального растекания (V_x) хребта на его границе со впадиной в зависимости от тех же параметров

На рис. 3а и 3б показаны зависимости вертикальной (V_y) и горизонтальной (V_x) скоростей растекания хребта от его ширины и глубины недеформированного уровня H . С увеличением ширины хребта и та и другая скорости возрастают, причем горизонтальная скорость увеличивается неограниченно, а вертикальная приближается к некоторому пределу при ширине хребта, примерно равной утроенной величине H . Чем шире горный хребет или массив, тем большие скорости горизонтального растекания на его флангах могут быть обнаружены, но скорость снижения хребта после достижения им определенной ширины не возрастает.

Величина H также заметно влияет на скорость растекания, причем если V_y возрастает с увеличением H , то V_x , напротив, уменьшается. Чем более мощный слой литосферы участвует в растекании, тем меньше скорость горизонтального растекания поднятия на поверхности, а вертикальное проседание поднятия, напротив, происходит быстрее.

Полученное нами решение показывает, что при сужении хребта скорости растекания уменьшаются. Однако, как уже говорилось, в этом решении не учитываются эффекты поверхностного растекания хребта, существующие благодаря касательным напряжениям, возникающим на его склонах. Эти эффекты более ярко выражены при узком хребте с крутыми склонами.

В других отношениях использованная нами схематизация кинематики растекания не сильно искажает реальную картину. Гораздо более грубые ошибки связаны с предположением о чисто вязкой деформации среды и об однородной вязкости литосферы, а также с тем, что не учитывается предел текучести пород. К сожалению, существующие оценки эффективной вязкости коры или литосферы довольно неопределенны – пределы ее возможных изменений составляют несколько порядков. К тому же эта величина, так же как и предел прочности, очень сильно зависит от насыщенности пород флюидами, от их температуры, состава, раздробленности и других условий. Неоднородность механических свойств литосферы, особенно ярко проявляющаяся в активных орогенических областях, будет приводить к существенным искажениям картины растекания.

Тем не менее нет никаких оснований отрицать саму возможность рассматриваемого явления. Величина 10^{25} пуаз является верхней оценкой для эффективной вязкости литосферы в относительно стабильных платформенных областях. Для более разогретой, раздробленной и тонкой литосферы подвижных поясов максимальной оценкой вязкости, вероятно, может служить величина 10^{24} пуаз, но можно допускать и значения на один-два порядка меньше. Даже при наибольшей вязкости 10^{24} пуаз вертикальная и горизонтальная скорости растекания достигают десятых долей миллиметра в год; при вязкости 10^{23} они составляют уже миллиметры в год, что является весьма большой величиной.

Возможно, механизм растекания включается лишь при достижении горами значительной высоты, когда напряжения превосходят предел длительной прочности пород. По порядку величины эти напряжения соответствуют добавочной нагрузке рельефа, т.е. достигают ~ 1 кбар при высоте хребта 3.5 км. Существующие оценки длительной прочности, как правило, меньше этой величины. В любом случае, начиная с высоты несколько километров, скорость растекания увеличивается прямо пропорционально высоте гор, так что это явление следует принимать во внимание как фактор, ограничивающий рост горных сооружений.

Интересен и вопрос о том, как будут себя вести края поднятия. Если растекание происходит, то наряду со снижением вершин должно происходить расширение хребта, т.е. граница перехода поднятия во впадину (подножие) должна двигаться от поднятия к впадине. Хорошо известные факты о втягивании в поднятие предгорий в различных типах горных систем с образованием предгорных ступеней, форбергов можно связать с этим процессом, а не с чисто эндогенным расширением зоны поднятия. Растекание хребта может приводить либо к смятию пород, либо к движению по разломам. Складчатость может развиваться как в приповерхностных породах, так и на глубине, причем перетекание глубинных толщ во впадину может приводить к втягиванию в поднятие ее краевых частей или к образованию внутренних поднятий. Смещения по разломам могут приводить к надвиганию краевых частей хребта на впадину (надвиги в соответствии с правилом Леукса) – за это в первую очередь ответственно растекание приповерхностных частей коры, дающее "козырьковые" надвиги. В то же время возможно возникновение надвигов и со стороны впадины, примеры которых известны [28]. Если породы, выполняющие впадину, содержат ослабленные слои, по которым возможно проскальзывание, то лежащая выше слоистая толща может быть

не затронута сдавливанием – как за счет линзовидной формы, так и за счет этого проскальзывания, а смещение в сторону впадины более глубоких частей массива будет давать эффект надвигания "антилеуксовского" типа. Этому будет способствовать и подъем центральных частей впадины за счет скупивания глубинных пород.

Не отрицая крупномасштабных движений литосферных плит и их, возможно, определяющей роли в процессах горообразования, мы хотим еще раз обратить внимание на то, что созданный тем или иным способом горный рельеф сам может являться источником горизонтальных перемещений (разумеется, значительно меньшего масштаба). Наиболее ярко они должны быть выражены на стыке хребта и впадины в виде структур (и морфоструктур) сжатия, формирующихся в условиях сокращения ширины переходной зоны или всей впадины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 200 с.
2. Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С., Тимофеев Д.А. Терминология структурной геоморфологии и неотектоники. М.: Наука, 1979. 256 с.
3. Тимофеев Д.А. От Дэвиса до наших дней: чему учит история геоморфологии // Геоморфология. 2002. № 2. С. 3–9.
4. Корчуганова Н.И. Неоген-четвертичная тектоника и геодинамические условия формирования орогенов востока Азии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 159 с.
5. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
6. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
7. Девяткин Е.В. Структуры и формационные комплексы этапа кайнозойской активизации / Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С. 136–144.
8. Герасимов И.П. Архитектура Земли (геотектуры) в свете теории глобальной тектоники плит // Геоморфология. 1976. № 3. С. 3–14.
9. Герасимов И.П. Современные аспекты общей теории горообразования // Геоморфология. 1981. № 2. С. 3–13.
10. Герасимов И.П. Проблемы глобальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 207 с.
11. Тимофеев Д.А., Лебедева Е.В., Чичагов В.П. Односторонние горы как результат взаимодействия гор и равнин / Геоморфология гор и равнин. Краснодар: Кубанский госуниверситет, 1998. С. 4–6.
12. Тимофеев Д.А. Вопросы, которые задает рельеф Заалтайской Гоби / Геоморфология Центральной Азии. Барнаул: Алтайский госуниверситет, 2001. 217 с.
13. Тимофеев Д.А. Геоморфологический очерк меридионального профиля Шинэ-Джинст – Эхийн-Гол – Цаган-Богдо // Проблемы освоения пустынь. 1980. № 2. С. 12–20.
14. Тимофеев Д.А., Чичагов В.П. Остроугольные клиновидные морфоструктуры Центрально-Азиатского горного пояса // Геоморфология. 1995. № 1. С. 10–22.
15. Мурзаев Э.М., Тимофеев Д.А. Терминология горного рельефа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 6. С. 36–44.
16. Шукин Ю.К. Вопросы платформенной геотектоники / Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 352–357.
17. Печенкин И.П. Роль новейших геодинамических процессов при гидрогенном рудообразовании в Центральной Азии / Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 92–95.
18. Золотарев А.Г. Мобильные пояса равнин как главный переходный элемент от стабильных областей равнин к горам / Геоморфология гор и равнин. Краснодар: Кубанский госуниверситет, 1998. С. 11–13.
19. Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие. Краснодар: Кубанский госуниверситет, 1998. 379 с.
20. Тимофеев Д.А., Бронгулеев В.Вад. и др. Мегагеоморфология Азии: некоторые итоги изучения рельефа континента // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 4. С. 8–13.
21. Тимофеев Д.А., Чичагов В.П. Клиновидные морфоструктуры запада Центральной Азии / Геоморфология Центральной Азии. Барнаул: Алтайский госуниверситет, 2001. С. 218–219.
22. Чичагов В.П. Эволюция равнинообразования юго-востока Азии. М.: Институт географии РАН, 2000. 269 с.
23. Гурьев Г.А., Чистяков Д.Н., Егоров А.С. Геолого-геофизические характеристики заключительных этапов формирования складчатой структуры северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса / Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 153–156.
24. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
25. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1994. 220 с.
26. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.

27. Бронгулеев В.Вад. Вязкое растекание коры как фактор, ограничивающий рост гор / Проблемы морфодинамики. М.: МФГО, 1983. С. 62–69.

28. Пиенни Г.Н. Эволюция и механизмы развития орогенных морфоструктур Тянь-Шаня и Памиро-Алая / Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука, 1994. С. 129–157.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию
05.03.2002

SOME PROBLEMS OF MOUNTAIN GEOMORPHOLOGY

D.A. TIMOFEEV, V.Vad. BRONGULEYEV, V.P. CHICHAGOV

S u m m a r y

Three problems of mountain geomorphology are discussed: morphologic nomenclature and classification of the mountains; determinative characteristics of landforms transitional from mountain to plain types; gravitational spreading of the mountains. Variants of their possible solution are suggested; in particular vertical and lateral velocities of gravitational spreading of mountains were evaluated, using the Navier-Stokes equation. At the acceptable values of lithosphere viscosity they may reach tenths of mm per year, which is comparable with tectonic uprise velocity and denudation rates.

УДК 551.432(-924/-925)

© 2002 г. Г.Ф. УФИМЦЕВ

НОВЕЙШЕЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ЕВРАЗИИ¹

Введение

Термины "орогенез" и "горообразование", в общем-то синонимы, можно использовать с учетом одного нюанса. Понятие об орогенезе более геологическое и предполагает в первую очередь анализ соответствующих геологических формаций. Если же мы говорим о горообразовании, то на первый план выступает геоморфологический эффект орогенических процессов. И потому, говоря о горообразовании, мы прежде всего имеем в виду новейший (в рамках так называемого неотектонического этапа) орогенез, результатами которого являются существующие на Земле горные системы. Горообразование – это орогенез с видимым (наблюдаемым) геоморфологическим эффектом.

Следует различать уровни горообразования: неотектонические зоны, которым отвечают конкретные механизмы становления и развития; горные пояса, в которых проявляется обычно несколько механизмов горообразования на некотором общем (фоновом) процессе; сектора Земли – обособленные части тектоносферы с особыми условиями новейшей геодинамики.

Предысторией изучения геодинамики новейшего орогенеза, видимо, можно считать работы С.С. Шульца [1] по Тянь-Шаню и морфотектоническую классификацию В.Е. Хаина и Е.Е. Милановского [2, 3]. А в 1965 г. Н.А. Флоренсов впервые сформулировал представление о типах новейшего континентального орогенеза, выделив остаточно-блоковый (байкальский) и сводово-глыбовый (гобийский) его механизмы, особо обратив внимание именно на морфологический эффект молодых тектонических процессов [4]. Позже был описан сводовый (даурский) тип горообразования [5], и затем была сделана попытка создать общую классификацию механизмов новейшего орогенеза на континентах [6]. В настоящую статью входят новые наши

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-65638).