

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

разработки по указанной проблеме, основанные на анализе морфотектоники горных поясов континентов [7], изучении тектонического рельефа Внутренней Азии [8], Гималаев, наблюдений в Западной Европе [9].

На континентах выделяются три главные группы форм тектонического рельефа: молодые подвижные (альпийские) пояса, области возрожденных гор и платформенные равнины. Видимо, существует объективная необходимость в последней группе выделять в качестве особого элемента большие междугорья, морфотектонические особенности которых часто достаточно специфичны. В качестве примера достаточно указать на Восточно-Монгольскую равнину, заключенную между Бол. Хинганом и горами Забайкалья и Северной Монголии. В пределах равнины имеются группы низкогорий и мелкосопочника с высокой степенью порядка в их морфологической структуре, а некоторые из них как бы продолжают на восток Гобийский Алтай и Тянь-Шань.

Описание механизмов горообразования в Евразии мы пытаемся сделать в некотором порядке, отражающем в общем сложную временную последовательность явлений новейшего орогенеза. В этом же стиле построена предлагаемая классификационная таблица генетических типов гор Евразии.

Механизмы новейшего горообразования

Механизм горообразования – это неразрывность эндогенных и экзогенных процессов, причем связи между ними двунаправленны. Например, при сводовом воздымании эрозионная нагрузка горных сооружений более чем на 50% их объема выше базисной поверхности определяет длительное сохранение темпов воздыманий. В экзогенной составляющей механизма горообразования следует выделить три уровня или сферы: деформации земной поверхности и ее рельефа; молодые деформации верхней (выше раздела Конрада) части земной коры, которые обычно трудно выделить из общей системы разновременных тектонических преобразований; глубинная новейшая тектоника. Следует учесть, что геофизические сведения о глубинном строении дают нам информацию о современном (новейшем) состоянии недр, и поэтому сопоставление морфотектонических и геофизических материалов более корректно, чем анализ в паре "геологическая структура – глубинное строение".

В совокупности механизмов горообразования, свойственных молодым подвижным поясам, в первую очередь следует выделить два из них: складчатый, или юрский, и покровно-надвиговый, или альпийский. Они как бы изначальны, эта изначальность относительна хотя бы потому, что и складчатый и покровно-надвиговый новейший орогенез проявляются в молодых подвижных поясах после эпох завершающего тектогенеза и последующего денудационного выравнивания или преобразования. И поэтому и здесь горообразование имеет значение последующего (постумного) процесса.

Оба указанных типа горообразования проявляются в определенной геологической обстановке. Горы юрского типа формируются либо в краевых частях молодых подвижных поясов, где на погруженных окраинах кратонов залегают мощные толщи терригенных и карбонатных пород, часто с горизонтами эвапоритов (Субальпы, Загрос), либо в краевых частях сопредельных платформ, где происходит срыв чехла по поверхности фундамента и его складчатые деформации (Юра) [9].

Складчатый орогенез всегда, видимо, сочетается с субгоризонтальными или полойными срывами и свободными смещениями верхних частей слоистых комплексов и чехлов платформ относительно фундамента или ниже залегающих пород; складчатые деформации здесь приповерхностные и бескорневые. Поскольку сокращение ширины испытывающих складчатость зон юрского орогенеза существенно, то возникает вопрос, о том, что же в это время происходит в фундаменте.

Формирование складчатых гор происходит, во-первых, в слоистых толщах, уже испытывавших складчатость, и, во-вторых, после денудационного среза, вскрывшего

Типы гор Евразийского континента

Молодые подвижные пояса	Возрожденные горы	Платформы	Большие междугорья
Складчатые (юрские)			
Покровно-надвиговые (альпийские)			
Сводовые (даурские)			
Сводово-глыбовые (гобийские)			
	Шовные глыбовые (уральские)		
	Остаточно-глыбовые рифтогенные (байкальские)		
Блоковые (глыбового торшения)			
	Глыбовые		
	Большие глыбовые поднятия (джугджурские)	Наклонно поднятые глыбы с великими эскарпами (окраинно - гондванские)	
Аккумулятивные вулканические			

ядра складок. Потом повторная приповерхностная складчатость в условиях горизонтального поперечного сжатия обретает особенные черты, главные из которых следующие: 1) рост вверх не только антиклинальных складок, но и выжимание в свободное полупространство синклинальных ядер, уподобляющихся клиновидным блокам; 2) послойные смещения моноклинальных пластин, сложенных компетентными породами по слоям пластичных пород, подобных смазке, в результате чего на крыльях складок формируются кустоподобные выдвинутые блоки.

Во фронтальных или окраинных частях зон приповерхностной складчатости сопутствующие горизонтальные или наклонные срывы могут подниматься к земной поверхности, и в таких случаях в лобовых частях аллохтонных пластин формируется сложный грядовый рельеф, составленный сжатыми складками, выдвинутыми моноклинальными пластинами – род верхнекоровой брекчии, примером которой служит окраинная западная часть Столовой Юры [9]. В других случаях в лобовой слоистой пластине аллохтона формируется крупная антиклиналь, на ядро которой надвинуты куэстоподобные моноклинальные пластины, – таков западный склон Веркора.

Поскольку часто складчатые горы возникают за счет приповерхностных деформаций слоистых толщ, включающих эвапориты, то в них дополнительным элементом морфотектоники служат соляные купола на разных стадиях развития (Загрос, Южно-Таджикская впадина).

Сокращение поперечных размеров слоистых толщ при поверхностной складчатости достигает значительных величин, и, видимо, ему должны сопутствовать деформации фундамента, направленные также на сокращение поперечных размеров. Каковы они? Обычное наличие в складчатых горах наклонных цокольных (базисных) поверхностей служит указанием на односторонний характер процессов сокращения литосферы в фундаменте зон складчатых гор. Мы полагаем, что оно осуществляется путем вхождения друг в друга клиновидных блоков фундамента. Один из них – это пологонаклонный выдвинутый клин плато Кремье в месте изгиба западного склона Юры, протыкающий осадки Ронской впадины [9].

Покровно-надвиговые горы тоже по большей части располагаются на крыльях или окраинах молодых подвижных поясов: Апеннины, Альпы, большие части Карпат и Кавказа, Гималаи и, возможно, Эльбрус. И лишь система Каракорума и Гиндукуша составляет как бы узел Средиземноморского подвижного пояса в месте значительного его пережима. Впрочем Каракорум, возможно, уже прошел стадию покровно-

надвигового орогенеза, и в строении тектонического рельефа этой системы явственно выступают признаки общего сводового поднятия.

Главная особенность новейшей геодинамики покровно-надвиговых гор – это перемещения крупных аллохтонных пластин и клиньев в условиях сильнейшего поперечного горизонтального сжатия литосферы. При этом перемещения отдельных аллохтонов, по-видимому, происходят одновременно, по крайней мере такова ситуация в Гималаях. Обычно омоложены альпийские надвиги, но их лобовые части могут быть разрушены денудацией и крупными эрозионными врезами. Тогда при возобновлении перемещений по ним во время новейшей орогении формируются новые лобовые или фронтальные уступы как над форландом, так и внутри горной системы.

В морфологическом отношении (тектонический рельеф) покровно-надвиговые горы весьма разнообразны, и это определяется характером надвигов, по большей части, видимо, листрических, и их пространственными отношениями. Если фронтальный надвиг обнаруживает существенное ветвление (виргацию), то в лобовой части аллохтона формируется система выдвинутых клинообразных блоков, разделенных узкими понижениями – такова скибовая подзона Восточных Карпат [10]. Если листрические надвиги делятся на 2–3 сместителя, то перед фронтальным уступом главного из них формируются невысокие выдвинутые блоки, наклоненные под этот уступ, внешне подобные формам, созданным листрическими сбросами. Это мы наблюдаем под южным склоном юго-восточной части Большого Кавказа, перед так называемым "Дагестанским клином" [11]. Аллохтонные пластины при их перемещениях испытывают и складчатые деформации, в особенности если они уже были деформированы таким образом в альпийский орогенез, а осевые части складок были денудированы. Особенно хорошо это видно в Гималаях, где аллохтоны собраны в системы складок, а таковой Главного Центрального надвига во фронтальной части расчленен до системы эрозионных останцов [12]. При новейшей орогении ядра синклиналиных складок и эрозионных останцов аллохтонов выжимаются вверх под воздействием горизонтального сжатия. Хребет Махабхарат в Непальских Гималаях, составляющий лобовую часть аллохтона Главного Пограничного надвига, на большей части своей протяженности представляет собой систему выдавленных синклиналиных форм.

В этой ситуации прослеживается определенная геодинамическая параллель между складчатыми и покровно-надвиговыми новейшими орогенами. В первых тоже происходит не только рост антиклиналей, но выжимание синклиналиных ядер, что мы видим и в Гималаях. Добавим, что в общей структуре складчатых гор существенно значение надвигов и субгоризонтальных срывов. И в юрских, и в альпийских горах их формирование и развитие происходят под влиянием межформационных и внутриформационных надвигов, и в обоих случаях наблюдаются перемещения моноклиналиных надвиговых пластин и клиньев в виде односторонних горстов. Системы выступов-гималов в Высоких Гималаях имеют именно такую природу и связаны с дополнительными смещениями внутри аллохтона Главного Центрального надвига по частным сместителям, использующим поверхности напластования или полого-наклонные межформационные контакты.

В покровно-надвиговых орогенах обычно наблюдается односторонняя вергентность и смена различных форм тектонического рельефа вкрест простирания, и потому они не имеют продольной билатеральной симметрии. Зато часто им свойственна поперечная зеркальная симметрия, отражающая воздействие горизонтально смещающихся литосферных или коромантийных геоблоков. Гималаи служат лучшим тому примером. Зеркально подобно располагаются долины Инда и Цангпо-Брахмапутры, охватывающие это горное сооружение; пересекающие Высокие Гималаи долины Сатледжа, Аруна и других рек; эта же симметрия описывает размещение очагов глубокофокусных землетрясений, приуроченных преимущественно к Памир-Пенджабскому и Ассамскому синтаксисам, окраинным по отношению к южному фронтальному уступу Гималаев.

Складчатые (юрские) и покровно-надвиговые (альпийские) горы скорее всего являются структурными и морфологическими следствиями одной геодинамической обстановки, реализуемой в различных денудационных средах. Это хорошо видно в ряду Гималаи – Загрос – новейших орогенов, составляющих южный фланг Средиземноморского молодого подвижного пояса. В Гималаях в условиях поднятой окраины древнего кратона мы наблюдаем покровно-надвиговые горы. В Загросе в условиях глубокого залегания кристаллического основания на погруженной периферии кратона происходит интенсивная приповерхностная складчатость в комплексе отложений пассивной континентальной окраины. И в обоих случаях эти новейшие орогены в своих северных тыловых частях ограничены структурными швами.

Последующее развитие и преобразование покровно-надвиговых новейших орогенов лучше всего наблюдается в Альпийском подвижном поясе: в условиях тектономагматического преобразования литосферы при гранитизации ее верхней части покровно-надвиговые орогены трансформируются в линейные сводовые поднятия с хорошо выраженной продольной билатеральной симметрией тектонического рельефа [10]. В условиях повторного (возрожденного) орогенеза районы древних (доальпийских) складчатых и покровно-надвиговых гор вблизи структурных швов могут стать линейными шовными орогенами уральского типа.

Сводово-глыбовый (гобийский, по Н.А. Флоренсову [4]) новейший орогенез широко проявился как в возрожденных горах Внутренней Азии, так и в пределах различных сегментов Средиземноморского молодого подвижного пояса. В Иран-Малоазиатском сегменте последнего сводово-глыбовые горы преимущественно приурочены к центральной части горной системы, где они либо обрамляют, либо разделяют крупные межгорные равнины; они приурочены преимущественно к областям ранней складчатости. То же самое мы видим и в Тибет-Гималаях, но здесь цепи сводово-глыбовых гор Алтынтага, Куньлуня и Наньшаня составляют северное крыло этого горного сооружения. Во Внутренней Азии сводово-глыбовые горы целиком составляют Центральноазиатский горный пояс: цепи хребтов Тянь-Шаня и Алтая, охватывающие срединное и пониженное Джунгарское междугорье [7]. Именно здесь благодаря работам С.С. Шульца, В.А. Обручева, О.К. Чедия [1, 13, 14] горы этого типа изучены с достаточной подробностью, а на примере Гобийского Алтая Н.А. Флоренсов [4] сформулировал само представление о сводово-глыбовом типе горообразования.

Сводово-глыбовые горы распространены и в других частях Евразии: Центральное и Юго-Восточное Забайкалье, Нижнее Приамурье, горная система Черского на Северо-Востоке и, возможно, горы Пиренейского полуострова. Но именно во Внутренней Азии удастся изучить и морфологические, и геодинамические особенности гобийского орогенеза в полной мере.

Что такое сводово-глыбовые горы? Это цепи горных хребтов и разделяющих их межгорных впадин. Сами хребты обладают четко выраженной двускатностью, определяемой сводовыми изгибами или исходной поверхности, или тектонического рельефа вообще (в условиях сильного эрозионно-ледникового расчленения). Ширина их обычно не превышает 50 км при протяженности до 200–250 км. В плане хребты имеют либо конфигурацию вытянутых овалов, сменяющих друг друга по простиранию, либо закругленных ромбов, но тогда они чаще располагаются кулисообразно. Это ромбовидная форма хребтов ясно указывает на дробление верхних частей литосферы пересекающимися разломами на гигантский "мегакатаклизит" (или коровую брекчию) в результате горизонтального раздавливания. В сущности сводово-глыбовые горы представляют собой морфологический результат взаимодействия сближающихся литосферных плит [15], или гигантских коромантийных геоблоков [16], во внутриконтинентальных условиях – это коллизионные системы разного ранга. Рисунок мегакатаклизита показывает, что наряду с вертикальными сводово-глыбовыми смещениями происходят существенные горизонтальные перемещения ромбовидных блоков относительно друг друга, и такое их "течение" во многом способствует сокращению

поперечных размеров горных сооружений наряду с тектоническим скупиванием. Это последнее представляет собой весьма интересное сочетание сводовых изгибов хребтов и окраинных надвигов, как бы ограничивающих воздымающиеся блоки клинообразной формы – здесь есть некоторая отдаленная аналогия с выжиманием синклинальных форм в Низких Гималаях. Но в сводово-глыбовых хребтах сводовые изгибы и краевые козырьковые надвиги обычно представляют собой устойчивый структурный ансамбль, к которому добавляются либо осевые узкие компенсационные грабены, либо антитетические сбросы на крыльях сводов, компенсирующие растяжение их верхних частей. Поразительно то, что при существенных внутренних перемещениях и масштабных воздыманиях по краевым надвигам сводовые изгибы всегда сохраняются в тектоническом рельефе, и поднятия хребтов не претерпевают блокового распада и при длительном (на протяжении всего времени новейшего орогенеза) развитии. Это в первую очередь обусловлено тем, что перемещения по антитетическим сбросам постоянно как бы выполаживают своды, не позволяя выпуклым изгибам достигнуть критических значений, при этом воздымания хребтов как бы передаются краевым надвигам [17].

Одна из характерных особенностей сводово-глыбового орогенеза – это рост (расширение) гор за счет окружающих межгорных впадин [4]. Это достигается путем вовлечения окраин впадин в сводовые изгибы и воздымания с формированием на возникающих наклонных пьедесталах низкорослых и холмогорных гряд-форбергов, ограниченных взбросами и надвигами. Хребты часто растут и по простиранию, удлиняясь за счет своеобразных периклинальных форбергов, распространенных, например, в Гобийском Алтае [8]. В сущности весь комплекс разнохарактерных, но взаимосвязанных тектонических процессов, свойственных сводово-глыбовому (гобийскому) горообразованию, направлен на сокращение поперечных размеров участвующих в орогенезе верхнелитосферных пластин, и достигается это как продольным течением блоков и удлинением горных систем, так и выведением масс в свободное верхнее полупространство с последующей их экзогенной проработкой.

В механизме гобийского орогенеза есть одна проблема: наряду с горными хребтами-сводами в структуре этих горных систем значительна роль глубоких межгорных впадин с осадочным выполнением, в формационном отношении аналогичным таковому впадин новейших рифтовых зон. Вопрос заключается в следующем: впадинообразование в основном предшествует главной фазе сводово-глыбовых воздыманий (и, следовательно, возможно выделение рифтогенной стадии развития), либо эти процессы одновременны? Рост хребтов-сводов за счет краевых частей впадин как будто дает повод для положительного ответа на первую половину вопроса. Но рядом мы наблюдаем и крупные некомпенсированные погружения, например впадину озера Иссык-Куль. Ответ на этот вопрос, видимо, требует специального исследования.

Сводово-глыбовые горы преимущественно располагаются на скатах цокольной поверхности. Особенно хорошо это видно у Тянь-Шаня и Алтая, под которыми наклонные грани цокольной поверхности обращены в сторону Джунгарского междугорья и в общем повторяют (в уменьшенном виде) морфологию кровли подлитосферных астенолитов. Наличие этих скатов определенно благоприятно для тектонического скупивания литосферы в условиях внутриконтинентального сближения гигантских коромантийных геоблоков.

Сводовый орогенез составляет характерный геодинамический процесс, в равной мере свойственный молодым и подвижным поясам, возрожденным горам и платформенным равнинам. В последнем случае путем сводовых воздыманий формируются либо высокие плато (Путоранский свод), либо плоскогорные страны (новейший свод Анабарского щита, Патомское нагорье или Центральный Французский массив). В молодых подвижных поясах сводовые воздымания свойственны линейным горным странам – это Пиренеи, Срединный хребет Камчатки, центральная и северо-западная части Большого Кавказа. В возрожденных горах мы видим удлиненные своды с продольной билатеральной симметрией (Хангай, Верхоянский хребет) или изометрич-

ные своды с симметрией конуса (Ям-Алинский и Западно-Чукотский своды). Но во всех этих случаях в структуре и новейшей геодинамике сводовых поднятий (этот тип новейшего орогенеза был назван нами даурским [5]) мы видим общие черты: сложная глыбовая морфотектоника горных стран, плато или плоскогорий заключена внутри единого сводового вспучивания, их как бы обволакивающего. Это определяет упорядоченность внутренней структуры сводов, высокую ее симметрию: на крыльях сводов располагаются полусводы или асимметричные глыбовые поднятия с антитетическими сбросами, падающими под центральную часть свода; в осевых или центральных частях сводов располагаются ступенчатые глыбовые поднятия, ограниченные глубокими долинами-грабенами.

Большим сводам свойственна повсеместно одна геоморфологическая особенность: в их центральных частях располагаются главнейшие орографические узлы, либо по их осевым линиям следуют водоразделы, в том числе и материковый, который именно в больших сводовых нагорьях обретает прямолинейность и правильность положения. Это говорит о том, что в эпоху становления современной гидросети территории больших сводов сохраняли возвышенное положение. Это обусловлено особенностями глубинной и геологической структур сводовых поднятий. Во-первых, они в большинстве своем насыщены гранитоидными интрузиями преимущественно мезозойского возраста и, во-вторых, представляют собой литосферные блоки, сложенные преимущественно породами с дефицитом плотностей. Само формирование таких легких литосферных геоблоков было обеспечено процессами мезозойских тектоно-магматических активизаций, и молодые граниты здесь являются геологическим свидетельством становления этих геоблоков. Они испытывают устойчивые изостатические воздымания (всплывания), сквозные в отношении эпох орогенеза или денудационного выравнивания – это одна из характерных черт даурского типа орогенеза.

Необходимо отметить, что на новейшем этапе большинство сводов испытывает устойчивые воздымания, и лишь свод Олекминского Становика несет явные признаки структурной деградации с сопутствующим денудационным разрушением, а геофизические сведения о его глубинном строении дают ясные указания на то, что он выработал свои ресурсы, обеспечивающие изостатические воздымания. К сказанному следует добавить, что особый характер имеет и Путоранский свод, по существу представляющий собой инверсионное поднятие на месте максимального погружения фундамента Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.

Глыбовый шовный орогенез свойствен возрожденным горам. Примером служит Урал – возрожденный орогенический пояс протяженностью (вместе с Мугоджарами и Пай-Хоем) около 3000 км при средней ширине менее 100 км. Лишь на Южном Урале его ширина увеличивается до 150 км. Урал – это сложная система линейных горстов и тектонических ступеней, выжатых в форме гигантского клина на границе сближающихся геоблоков молодой и древней платформ [18]. Судя по геофизическим данным и расчетам геотермических параметров, эта полоса глыбового тектонического сжатия литосферы располагается над наклонной поверхностью подошвы литосферы [19], но в отличие от сводово-глыбовых цепей Тянь-Шаня и Алтая скат цокольной поверхности здесь имеет встречный наклон, как и вергентность новейшей структуры. Примечательно, что в осевой части Урала под действием поперечного горизонтального сжатия опережающие воздымание испытывают тела ультрабазитов, выжимаемые вверх вследствие их клинообразной в вертикальном сечении формы.

Другие шовные орогены также располагаются на границах геоблоков: Тукурингра-Джагинское поднятие в Приамурье [5] и Сетте-Дабан у восточной окраины Сибирской платформы. У Тукурингра-Джагды вергентность меняется с южной на западе на северную на востоке, что, видимо, обусловлено вращательными моментами у сближающихся геоблоков. Сетте-Дабан возник над погруженной окраиной кратона на месте древних складчатых гор.

Остаточно-глыбовый (или байкальский [4]) орогенез проявляется как во внутриконтинентальных (Байкальская рифтовая зона), так и в окраинно-материковых (Се-

верное Приохотье и Нижнее Приамурье) условиях. Главное в такой геодинамической обстановке – это переукладка блоков верхней части земной коры в процессе утонения литосферы под влиянием поперечного горизонтального ее растяжения. Это определяет преимущественно инверсионные погружения блоков, отделяющихся от горных поднятий, и расширения благодаря этому межгорных впадин. В условиях окраинно-материкового рифтогенеза происходит также рост шельфовой области за счет горных сооружений благодаря формированию по ее периферии краевых погруженных блоков [5, 7]. В конечном счете, горные поднятия разрушаются, а межгорные впадины погребаются шельфовыми отложениями, что хорошо видно в северной части охотоморского шельфа [20].

В процессе рифтогенеза продолжается и рост вверх горных хребтов, сопровождающих большие грабены в качестве их противоположностей. Это особенно хорошо проявлено во внутриконтинентальных рифтовых зонах. И рост гор, и противоположный ему процесс отделения и инверсионного погружения окраинных и преимущественно пластинчатых блоков (промежуточных ступеней) определяют возобновление или периодическое морфологическое омоложение склонов горных поднятий. Особенно это свойственно сбросовым тектоническим уступам. Именно поэтому горы в пределах рифтовых зон выглядят часто более внушительно, чем значительно более высокие хребты в сводово-глыбовых (гобийских) горных сооружениях, которые к тому же часто прикрыты форбергами. Глубинная составляющая рифтогенеза представляет собой процесс утонения литосферы либо с уменьшением ее толщины в сторону шельфовых областей, либо над выступами аномальной мантии, поднимающимися до поверхности Мохоровичича [21].

На окраинах Евразии широко проявлен глыбовый орогенез и другого типа – в форме крупных поднятий преимущественно с односторонним наклоном их вершинной поверхности в сторону внутренних частей континента и с различной блоковой дифференциацией тектонического рельефа. Этот тип новейшего орогенеза имеет две разновидности. Первая – это формирование крупных глыбовых поднятий на востоке Евразии – над побережьями окраинных морей. Это поднятия Сихоте-Алиня, Колымское и Джугджура, являющиеся морфотипом подобных форм [5, 7], горы Кореи и юго-востока Китая. Они представляют собой своеобразные противоположания около испытывающих интенсивные погружения областей окраинных морей: их шельфовых бассейнов, глубоководных котловин или линейных авлакогеноподобных прогибов типа Татарского пролива. Внутренняя блоковая дифференциация в этих поднятиях велика и во многом определяется плотностными неоднородностями верхних частей литосферы, в строении которых существенно значение интрузий молодых гранитов и вулканоструктур, что определяет широкое проявление автономных воздыманий геологических тел. Береговые подзоны таких поднятий джугджурского типа характеризуются сочетанием высоких сбросовых уступов, продольных долин в их подошвах и наклонных горстов или глыбовых поднятий.

Другой тип окраинно-материковых глыбовых поднятий представляют собой Западные Гаты Индостанского субконтинента: крупный уступ ("великий эскарп") над побережьем с промежуточными береговыми ступенями [22], ограничивающий наклонно поднятую глыбу с вообще-то сохраняющимися равнинными ландшафтами. Это определяет морфологическую контрастность такого рода "окраинно-гондванских" поднятий, распространенных в южных материках и субконтинентах. Они возникают как плечипротивоподнятия межматериковых рифтов (юго-запад и юг Аравийского субконтинента) и длительно существуют и после раскола и удаления друг от друга материковых массивов, функционируя уже в качестве противоположностей рифтов и бассейнов на шельфах и континентальных склонах. Именно таковы Западные Гаты Индостана.

В собственно Евразии элементы морфотектоники "великих эскарпов" проявлены скромнее. Это окраинные уступы плато Путорана и Скандинавского полуострова над его северо-западным побережьем; отдаленные аналоги – это также уступы Ергеней и правобережный борт долины Енисея.

Два типа горообразования можно назвать сквозными: они в равной мере свойственны и орогеническим поясам, и междугорьям, и платформенным областям. Первый – это формирование аккумулятивных вулканических гор. Зоны вулканических гор распространены на Камчатке, где либо продолжают островодужные системы, либо наложены на линейный свод Срединного хребта. Аналогами последних являются вулканические массивы Эльбруса и Казбека в Главном Кавказском хребте. В Средиземноморском подвижном поясе, кроме того, распространены вулканические нагорья или плато с наложенными на них высокими вулканическими конусами (Арабат, Демавенд и др.). В возрожденных орогенических поясах масштабы формирования вулканических гор скромнее: вулканические массивы типа Совгаванского, Шкотовского на Сихоте-Алине, г. Байтоушань (Пектусан) на границе Китая и Кореи, невысокие шлаковые конусы, насаженные на базальтовые плато и покровы в Восточной Туве и на Хангае; плато Даригаца на Восточно-Монгольской междугорной равнине.

Второй тип сквозного новейшего орогенеза – это формирование ансамблей низких блоковых гор, своего рода "блоковое торошение" на фоне низких субгоризонтальных или пологонаклонных цокольных поверхностей. Блоковые горы этого типа, видимо, представляют собой конвергентные формы. Они распространены в центральных частях молодых подвижных поясов, например в Южном и Центральном Тибете, как бы заполняют промежутки между большими сводами в Монголо-Сибирском поясе или распространены вдоль Монголо-Охотского структурного шва. В междугорьях и на щитах молодых платформ они представляют собой характерные группы типа Казахского мелкосопочника. В последних двух случаях в формировании блоковых гор большое значение имеют автономные воздымания геологических тел, в первую очередь гранитных массивов.

Факторы новейшего горообразования

Факторы или причины новейшего горообразования многообразны и главнейшие из них следующие. В первую очередь это взаимодействие гигантских коромантийных геоблоков, особенно наглядное в Азиатско-Тихоокеанском сегменте Земли. Наличие здесь крупнейшего на Земле понижения поверхности геоида говорит о насыщенности мантии охлажденным и тяжелым материалом, причем, по расчетам [23], центры масс тяжелых блоков залегают на глубинах до 700–800 км, а их вертикальные размеры, следовательно, достигают 1500 м. Эти расчеты согласуются с результатами глобальной сейсмической томографии [24]. В свою очередь Азиатско-Индоевропейский охлажденный сектор Земли делится на два гигантских коромантийных геоблока, верхняя граница которых соответствует Гималаям, а нижняя – линеаменту на разделе ядро – мантия под южной частью Индостана, т.е. южнее примерно на 20° по широте. Эта разница отражает величину опережающего смещения на север южного геоблока, включающего Индостанский субконтинент относительно сопредельного Аравийского "легкого" геоблока, величину "вдавленности" Индостана в Средиземноморский молодой подвижный пояс. Здесь новейший орогенез во многом (в основном) определяется взаимодействием и, в первую очередь, сближением тяжелых геоблоков. Это формирование Гималаев и внутриконтинентальной коллизионной системы во Внутренней Азии, от Куньлуна на юге и до Алтая на севере.

Второй фактор – это подлитосферные астенолиты, определяющие цокольные воздымания орогенических поясов; у Тибет-Гималаев, например, высота цокольной поверхности достигает 5000 м и более. Монголо-Сибирский астенолит под одноименным возрожденным орогеническим поясом определяет общее сводоподобное воздымание цокольной поверхности, причем величины его находятся в прямой пропорциональной зависимости от вертикальных размеров астенолита [7]. Воздымания эти имеют, видимо, двойственную природу: 1) изостатические поднятия над гигантским разуплотненным телом в верхней части мантии и 2) прогрев и разуплотнение литосферы над ним.

Рельеф кровли астенолитов и астеносферы вообще влияет на процессы новейшего горообразования тоже двойственным образом. В условиях горизонтального сжатия в связи со сближением коромантийных геоблоков именно над пологими скатами астеносферной кровли формируются либо сводово-глыбовые (гобийские), либо шовные (уральские) горы. Можно полагать, что над скатами астеносферной кровли происходит тектоническое расслоение литосферы, способствующее дифференцированным субгоризонтальным смещениям ее слоев с тектоническим скупиванием в верхней литосферной пластине. В других условиях над зонами утонения литосферы осуществляется рифтогенез, причем во внутриконтинентальных условиях к этому фактору добавляется наличие выступов аномальной мантии, поднимающихся до раздела Мохо. На морфологию и геодинамику новейших областей горообразования воздействуют и колонны аномальной мантии, соединяющие подлитосферные астенолиты с глубинами Земли; примером служит цокольное поднятие "горячей линии 100° в.д." в Монголо-Сибирском поясе [25]. Этот фактор как бы сопутствует другим. Если в центральной части Байкальской рифтовой зоны цокольная поверхность располагается на высотах 450–500 м, то над "горячей линией" в ее Хубсугульской секции высота цокольной поверхности превышает 1600 м.

Крупные литосферные геоблоки, сложенные породами с дефицитом плотностей, определяют развитие длительных изостатических воздыманий, сквозных в отношении эпох тектонической активизации или относительного покоя и дунудационного срезания. Значительная (до 50% и более объема выше цокольной поверхности) эрозионная разгрузка районов больших сводов также, видимо, влияет на сохранение темпов общих воздыманий.

И, наконец, плотностные неоднородности верхней части литосферы и, в первую очередь, наличие легких тел молодых гранитоидов, вулканотектонических структур, через эффект выталкивания (автономного воздымания) во многом определяют блоковую или сводово-блоковую дифференциацию высот тектонического рельефа [26].

Горы и предгорья

Две особенности геодинамики свойственны предгорьям на новейшем тектоническом этапе. Первая – это формирование наклонных предгорий, своего рода пьедесталов горных сооружений. Предгорные пьедесталы – существенный элемент сводово-глыбовых гор, но они распространены и на границах горных систем с платформенными равнинами и междугорьями. Как правило, предгорные пьедесталы формируются на месте передовых и предгорных прогибов и представляют, таким образом, инверсионные образования. Величины инверсионных воздыманий у них часто оказываются наибольшими в местах максимальных погружений предгорных впадин и передовых прогибов. Даже такое молодое образование, как Индо-Гангский передовой прогиб испытал некоторую инверсию, и долина Ганга в его пределах смещена в сторону от гор и прижата к северной окраине Индостанского щита. Пожалуй, наибольшие инверсионные воздымания испытал Предверхомянский передовой прогиб, где сопутствующий молодой эрозионный врез местами обусловил появление морфологических ландшафтов, близких к низкогорью.

Вторая особенность новейшей геодинамики предгорий – это формирование антиклинальных гряд и массивов. Наиболее ярко она проявлена во внутренней части Индо-Гангского передового прогиба, где благодаря поддвигу Индостанского субконтинента под Гималаи (это частный элемент взаимодействия коромантийных геоблоков) сформирован своеобразный аккреционный клин [27] с системой антиклинальных складок Сивалика. Близкая картина наблюдается в южной подошве Загроста, где антиклинальные гряды подобны хребтам самой горной страны.

Многообразие евразийской морфотектоники является естественным следствием многообразия процессов в недрах Земли и на ее поверхности. В настоящее время становится актуальной проблема построения моделей новейшей тектоники (морфотектоники), основанием которых является совместный анализ молодых деформаций рельефа и глубинного строения, и задача эта может быть решена корректно, поскольку геофизические сведения свидетельствуют именно о современном состоянии недр. Особенно привлекательно для геоморфолога построение общих моделей морфотектоники георазделов, начиная от рельефа земной поверхности и вплоть до рельефа раздела ядро – мантия. По крайней мере, об Азиатско-Индокоеанском сегменте Земли мы можем говорить как о новейшем геодинамическом ансамбле, охватывающем по глубине всю мантию Земли, и в рельефе георазделов в этом секторе можно увидеть сопряженность (парагенез?) их морфотектоники. Боковые (восточное и западное) ограничения сектора, выраженные скатами поверхности геоида, транслируются на раздел ядро – мантия. Деление сектора на два гигантских коромантийных блока, видимо, тоже сквозьмантийное, а сами коромантийные блоки отражаются и в рельефе поверхности ядра. В таких случаях можно действительно говорить о сопряженной морфотектонике и геодинамике георазделов, проникая в недра Земли с традиционными геоморфологическими методами исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. Всесоюз. геогр. о-ва. Нов. сер. М.: ОГИЗ, 1948. Т. 3. 222 с.
2. Хаин В.Е., Милановский Е.Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. I. Типы мегарельефа материковых массивов // Бюл. МОИП. Нов. сер. 1956. Т. 61. Отд. геол. Т. 31. Вып. 3. С. 3–36.
3. Хаин В.Е., Милановский Е.Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. II. Типы мегарельефа переходных областей и океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. № 4. С. 3–27.
4. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования по Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
5. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
6. Флоренсов Н.А., Уфимцев Г.Ф. Типы и динамика материкового горообразования // Геология и геофизика, 1984. № 1. С. 29–38.
7. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука (Сиб. отд-е), 1991. 169 с.
8. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф севера Внутренней Азии // География и природные ресурсы. 1995. № 2. С. 5–18.
9. Уфимцев Г.Ф., Фогт А. Юра, Веркор и Северный Прованс (Диуа и Баронни) как пример морфотектоники внешних цепей альпийских орогенов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1968–1979.
10. Уфимцев Г.Ф. Орогены нагорного типа в альпидях Евразии // Изв. Русск. геогр. о-ва. 2000. Т. 132. Вып. 1. С. 12–23.
11. Соколов Б.А. Дагестанский клин как тектонотип складчато-надвиговых предгорий (к 70-летию со времени его выделения Н.С. Шатским) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 4. С. 58–64.
12. Geological Map of Nepal. Scale 1 : 100000. Katmandu, 1994.
13. Обручев В.А. Пограничная Джунгария. Т. 3. Географическое и геологическое описание. Вып. 2. Геологический очерк. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 392 с.
14. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
15. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia. Effects Continental Collision // Tectonophysics. 1975. V. 189. P. 419–426.
16. Уфимцев Г.Ф. Новейшая тектоника Азии: трансект от Индостанского полуострова и до Арктического побережья // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: Геос. 2001. Т. 2. С. 242–245.
17. Уфимцев Г.Ф. О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья // Геотектоника. 1969. № 5. С. 115–120.

18. *Ufimtsev G.F.* The continental rejuvenated mountain belts // *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 1994. V. 17. P. 87–102.
19. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // *Физика Земли*. 1982. № 1. С. 25–38.
20. Тектоническая карта Охотоморского региона. – М-б 1 : 2500000 / Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Фед. служба геод. и карт. России, 2000.
21. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника новейших рифтовых систем Евразии // *Тихоокеанская геология*. 1997. Т. 16. № 3. С. 13–28.
22. *Ollier C.D., Powar K.B.* The Western Ghats and the Morphotectonics of Peninsular India // *Z. Geomorphol.* 1985. Suppl. Bd. 54. P. 57–69.
23. Тарakanов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море // *Докл. АН СССР*. 1975. Т. 220. № 2. С. 339–341.
24. *Kawakami S., Fujii N., Fukao Y.* Frontiers of the Earth and Planetary Sciences: a Gallery of the Planetary Worlds // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. № 1. P. 1–8.
25. Уфимцев Г.Ф. Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. – Мат-лы совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. II. С. 218–220.
26. Косыгин Ю.А., Мальцев Ю.Ф., Романовский Н.П., Уфимцев Г.Ф. Эффект выталкивания геологических тел по данным гравиметрии и плотностных характеристик горных пород (на примере Дальнего Востока) // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 249. № 5. С. 1176–1180.
27. *Mugnier J.-L., Mascle G., Faucher Th.* La Structure des Siwaliks de l'Ouest Nepal: un prisme d'auretion intracontinental // *Bull. Soc. Geol. France*. 1992. Т. 163. № 5. P. 585–595.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию
03.05.2001

NEOTECTONICS OF MOUNTAINS IN EURASIA

G.F. UFIMTSEV

S u m m a r y

Mechanisms of N-Q orogeny in the new-formed and regenerated orogenic belts, intermountain and platform regions of Eurasia are described. The development of fold, nappe-thrust, arch and arch-block mountains is described in details, as well as formation of intracontinental and marginal rifts, suture-block orogens and block mountains of the periphery of the continent. The factors of neo-orogenesis within the continent interior are discussed.

УДК 551.435.13 → 556.537 (23)

© 2002 г. Р.С. ЧАЛОВ

ГОРНЫЕ РЕКИ И РЕКИ В ГОРАХ: ПРОДОЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ, МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА РУСЕЛ¹

Речные долины и русла рек представляют собой важнейший элемент природы любой горной страны. В свою очередь русловые процессы являются одним из ведущих факторов формирования геоморфологического ландшафта, обуславливая вертикальное расчленение гор. Горные реки отличаются от равнинных морфологией своих русел, характеризуются абсолютным преобладанием направленного врезания, большой крутизной и изменчивостью по длине уклонов продольных профилей, часто их ступенчатостью и невыработанностью, галечным, галечно-валунным и валунным составом аллювия, его незначительной подрусловой мощностью, наличием или преобладанием

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64690).