

## ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ ТИБЕТ-ГИМАЛАЕВ

Г.Ф. Уфимцев

*Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128*

*Поступила в редакцию 31 мая 2003 г.*

По картам масштаба 1:1000000 создана модель тектонического рельефа Тибет-Гималайского горного сооружения, включая Памир, Каракорум и восточную часть Гиндукуша. Проведено неотектоническое районирование региона и изложены основные особенности его новейшей геодинамики. Отмечено, что коллизионные явления в новейшей геодинамике свойственны южному (Гималаи) и северному (Куньлунь, Алтынтаг и Наньшань) скатам горного сооружения, а в собственном Тибетском нагорье преобладает блоковая тектоника на фоне общего изостатического поднятия.

Ключевые слова: *новейшая тектоника, геодинамика, Тибетское нагорье, Гималаи, Куньлунь, Алтынтаг, Наньшань.*

## TECTONIC RELIEF OF THE TIBET-HIMALAYAS

G.F. Ufimtsev

*Institute of the Earth's Crust SB RAS*

A model of tectonic relief of the Tibet-Himalayas mountain structure including Pamirs, Karakorum and east of the Hindukush is made from the maps of scale 1:1000000. Neotectonic zoning of the region is performed and the basic features of its geodynamics are presented. Note that the collision phenomena in neogeodynamics are typical of the southern (Himalayas) and northern (Kunlun, Alyntag and Nansan) slopes of the mountain structure, and block tectonics prevails in the Tibet mountain itself against the background of a general isostatic uplift.

Key words: *neotectonics, geodynamics, Tibet mountain, Himalayas, Kunlun, Altyntag, Nanshan.*

### Введение

В настоящей работе представляется модель тектонического рельефа Тибет-Гималайского региона (рис. 1), построенная по давно апробированной методике [Уфимцев, 1984] и на базе отечественных карт масштаба 1:1000000 (сечение горизонталей – 200 м). Уже такая ее подробность говорит, что такая модель тектонического рельефа этого района Внутренней Азии не имеет аналогов. Общее число листов карты масштаба 1:1000000 составляет 15, но в южной полосе их тектонический рельеф для большей части Индо-Гангской равнины и полуостровного Индостана не строился. Тем не менее, общая картографическая модель текто-

нического рельефа Тибет-Гималаев даже при ее уменьшении имеет большие размеры, при ее генерализации неизбежна и потеря информации. Пытаясь избавиться от этого, тем более, что обобщенная модель тектонического рельефа Тибет-Гималайского поднятия была опубликована в [Уфимцев, 1991], мы представляем для публикации только схему новейшей тектоники (рис. 2). Охваченная анализом территория занимает большую часть Тибетского нагорья (за исключением его юго-восточной окраины, Кама), Каракорум и восточные части Памира и Гиндукуша, прилегающие части Тарима и Индо-Гангского передового прогиба. Район юго-восточного и восточного скатов Тибетского нагорья, где распространены системы протяженных

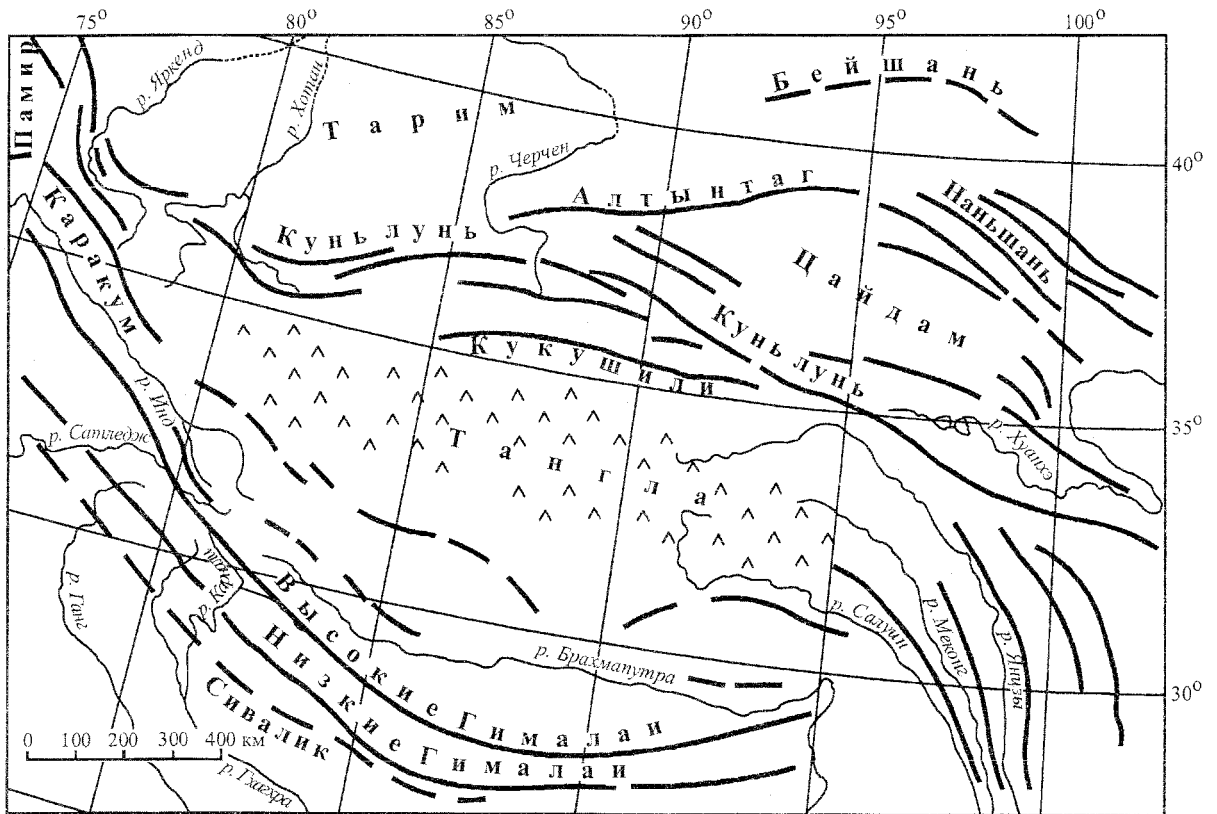


Рис. 1. Схема орографии Тибет-Гималайского региона.

Толстыми линиями обозначены протяженные хребты, скобками – система горных массивов и коротких хребтов Центрального Тибета.

хребтов и узких и глубоких долин между ними и где новейшая структура обладает особенными чертами, требует специального внимания.

Тибетское нагорье в последние годы привлекает пристальное внимание геологов различных стран, поток научных публикаций растет, и в нем явно проглядывает увлечение геодинамическими построениями с явной апологетикой идеи о внутриконтинентальной коллизионной системе литосферных плит, в свое время блестяще сформулированной П. Молнаром и П. Таппонье [Molnar, Tapponnier, 1975, 1977]. Достаточно ли этого? Равно как достаточно ли опоры только на геологические свидетельства молодой тектоники? Вот пример Цайдама: крупная впадина с глубоким погружением фундамента и большими мощностями кайнозойских отложений [Metivier *с.о.*, 1998] и одновременно поднятая междугорная ступень, поверхность которой в настоящее время располагается на высотах 2800 м и более. Это говорит о том, что **последующие** за формированием геологической

структуры Цайдама события были весьма существенны и что главная информация о них заключена в пластике рельефа земной поверхности. Вот почему в таких условиях добавление к обычным геодинамическим построениям результатов специализированного тектонического анализа рельефа, во-первых, наращивает наше знание и, во-вторых, это последнее, будучи полученным независимым путем, позволяет в наших воззрениях избежать логического круга, столь обычного, если не сказать столь любимого, в геодинамических моделях.

Все это определяет главную цель нашего исследования – представить независимый взгляд на новейшую структуру и геодинамику Тибет-Гималаев, базирующийся на результатах специализированного тектонического анализа рельефа. Ранее сделанная комплексная характеристика тектонического рельефа Непальских Гималаев [Уфимцев, 2002] с достаточной полнотой характеризует морфотектонику южного крыла (ската) этого горного сооружения, и по-

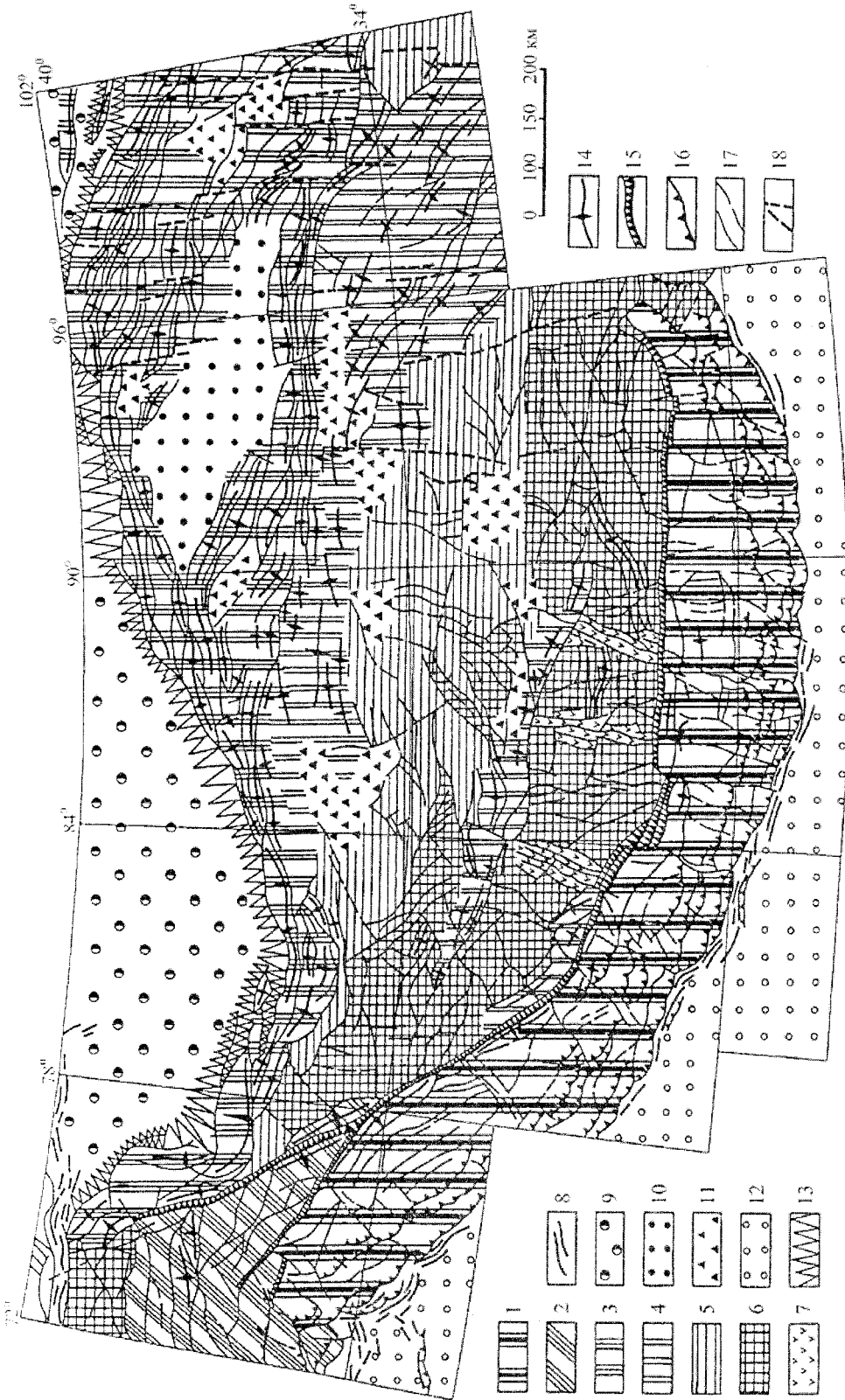


Рис. 2. Схема морфотектоники Тибет-Гималайского горного сооружения.

1 — однооскатный покровно-надвиговый ороген (Гималаи); 2 — ороген нагорного типа на ранней стадии развития; 3 — зоны линейного коробления и тектонического сжатия; 4 — зоны умеренного и слабого линейного коробления; 5-6 — блоковые поля с малой (5) и значительной (6) дифференциацией тектонического рельефа; 7 — зоны растяжения (малые рифты); 8 — складчатые зоны; 9 — складчатые зоны; 10 — поднятые междугорные ступени; 11 — малые междугорья; 12 — равнины передового прогиба; 13 — передовые прогибы; 14 — своды (размеры зубцов соответствуют ширине крыльев); 15 — надразломные понижения структурных швов; 16-18 — молодые разломы, в том числе надвиги (16) и скрытые субмеридиональные линейaments (18).

тому в этой части мы постараемся ограничиться лишь необходимыми повторениями. Поиски парагенезов между новейшей тектоникой и глубинным строением, весьма желательные, в данном случае затрудняются разрозненностью и, в особенности, неопределенностью языка, используемого при описании геофизических материалов. Этот мотив – дело будущего.

### Новейшая структура Тибет-Гималаев

Тибет-Гималайское горное сооружение по размерам, структурной позиции и уровню организации новейшей структуры верхних частей литосферы является орогеническим поясом – частью или одним из восточных сегментов Средиземноморского молодого подвижного мегапояса. В хорошо организованной новейшей структуре нагорья ясно обособляются группировки неотектонических форм, составляющих его крылья и центральную часть, – это субпояса. Южным крылом горного пояса является уникальный односкатный ороген Гималаев, который, в свою очередь, делится на ряд структурных зон. Самой южной из них является заложённая в отложениях внутренней части Индо-Гангского передового прогиба узкая и прерывистая полоса Сиваликских складок, часто выклинивающаяся и сопровождаемая фрагментарно проявленным в тектоническом рельефе Главным Фронтальным надвигом. На северо-западе, в пределах южной окраины Памир-Пенджабского синтаксиса, сиваликские антиклинальные гряды сменяются выпуклой на юг дугой складок зоны Марри и выдвинутым на юг по листрическим надвигам Соляным кряжем, лобовая часть которого осложнена антиклинальными изгибами.

Следующая зона Низких Гималаев и фрагментарно проявленного Срединного понижения прослеживается непрерывно по всей протяженности Гималаев. Здесь отчетливо выделяются в тектоническом рельефе дугообразные системы молодых надвигов, причем позиция последних не обязательно совпадает с таковой, показанной на геологических картах и схемах [Гансер, 1967; Bashyal et al., 1989; De Celles et al., 1998; Geological Map..., 1994; Geologic-tectonical Map..., 1980; Landslide Hazard..., 2001; Mugnier e.o., 1992; Tectonic system map..., 1984; Yeats, Hussain, 1987; и др.]. После заключительной альпийской орогении многие южные части гималайских покровов были размыты и сейчас

представляют собой эрозионные останцы-синформы. Лобовые части активных молодых надвигов сейчас имеют иную позицию, но эрозионные останцы более древних покровов в Низких Гималаях продолжают свою тектоническую жизнь в форме выжимаемых вверх под действием поперечного субгоризонтального сжатия клиновидных блоков. Большая часть хребта Махабхарата в Низких Гималаях представляет собой именно такую неотектоническую особенность – клин, выжимаемый по зоне Главного Пограничного разлома и тыловым взбросам, падающим на юг.

Отдельные чешуи как Главного Пограничного, так и других гималайских надвигов в тектоническом рельефе представляют собой системы обращенных на юг выпуклых в плане и в профиле высоких и монолитных склонов, разделенных поперечными линеаментами, часто, видимо, сдвигами и сбросо-сдвигами, зоны которых освоены поперечными сквозными долинами. В общем, это обычная структурная ситуация, обусловленная неравномерным перемещением на юг отдельных фрагментов гималайских надвигов, в результате рассекаемых поперечными разломами. Характер лобовых частей аллохтонов, а это выпуклые на юг уступы, свидетельствуют о том, что мы имеем здесь дело с листрическими надвигами.

Срединное понижение в Низких Гималаях выражено в виде преимущественно относительно опущенных ступеней, однако со значительным эрозионным расчленением. Крупная впадина в нем одна – это Кашмирская долина, а небольшие впадины с высоко расположенными днищами, типа долины Катманду, в тектоническом рельефе практически особым образом не выделяются.

В зоне Высоких Гималаев основные сместители молодой (морфотектонической) составляющей Главного Центрального надвига ограничивают преимущественно с юга их пьедестальную ступень (midland) в виде дуговых и выпуклого профиля тектонических уступов. Наклонно выдвинутые на юг высочайшие массивы-гималы, по-видимому, ограничены частными и тыловыми сместителями Главного Центрального надвига. Такие же наклонные блоки, но значительно меньшей высоты, распространены и в Трансгималаях (Гималаях Тетиса). Здесь, видимо, господствуют надвиговые пластины, перемещающиеся согласно поверхностям напластования, что и придает блокам вид куэс-

топодобных гребней. И, наконец, в северной части Трансгималаев появляются сводовые изгибы, парагенетически связанные с гранито-гнейсовыми куполами.

Северное ограничение покровно-надвигового сооружения Гималаев очень резкое и представляет собой протяженнейшую долину-грабен как морфотектоническое выражение Цангпо-Индского структурного шва. Это надразломное понижение очень хорошо оформлено и лишь в центральной части, несколько западнее горы Шигадзе, теряет вид долины-грабена, сменяясь сложным ансамблем блоковых форм. В западной части надразломное понижение структурного шва разветвляется и оформляет остроугольное замыкание сложного Каракорумского поднятия. Южная ветвь структурного шва по-прежнему служит границей Гималайского орогена и исчезает у северо-западного окончания последнего. Северо-западная ветвь прослеживается в сторону Памира, и в нее торцово упираются поднятия-хребты Гиндукуша. Эти последние здесь резко отделены от сводовых поднятий Музтагаты и Конгкура, относящихся структурно к цепи Куньлуня. Такие соотношения определяют обособление блокового поля Северного Памира от Центрального Тибета при всей схожести их неотектонических структур. В углу же, образованном раздвоением структурного шва, поднятия Каракорума постепенно разворачиваются в юго-восточных румбах и принимают согласное с ним положение.

Так или иначе Памир и Каракорум занимают обособленные положения в новейшей структуре этой части Внутренней Азии. Тектонический рельеф и Каракорума, и связанных с ним восточных окончаний Гиндукуша не имеют аналогов ни в Гималаях, ни тем более в Тибете. Это сложно устроенное поднятие, составленное частными поднятиями-хребтами, причем некоторые из них морфологически являются сводами. Можно лишь предположить, что Гиндукуш и Каракорум могут являться так называемыми нагорными орогенами альпид (типа Альп или Бол. Кавказа [Уфимцев, 2000]), которые в геодинамическом отношении представляют собой переход от покровно-надвиговых орогенов к большим сводовым поднятиям.

Что касается Северного Памира, то последний представляет собой высокое и сложно тектонически расчлененное блоковое поле с элементами специфических малых междугорий типа сыртов или Каракольской впадины. Это

Центральный Тибет в миниатюре, но он отделен от последнего сводово-глыбовыми сооружениями Куньлуня. К тому же северное ограничение Памира несет в себе черты уникальности. Заалайский хребет – это пучок молодых складок захлопнувшегося междугорья в месте максимального сближения Памира и Южного Тянь-Шаня. В тектоническом рельефе хорошо выражена виргация этих складок при выходе их в западный угол Тарима вблизи гор. Кашгара: поднятие Заалайского хребта расширяется на восток, распадается на ряд расходящихся антиклинальных гряд, следующих далее на восток вдоль южной окраины Тянь-Шаня, по сути дела, эти антиклинальные гряды представляют здесь своеобразные форберги последнего (хр. Кельпинчельтаг и др.).

Северное крыло Тибет-Гималайского орогенического пояса представляет собой сложную систему сводово-глыбовых хребтов, на западе начинающуюся у южной подошвы Заалайского хребта Конгкур и Музтагата, переходящих в Куньлунь, Алтынтаг и Наньшань. Вся эта система постепенно расширяется на восток и, в значительной мере благодаря виргациям в этом же направлении, самая крупная из которых приурочена к району вблизи западного угла Цайдама, где Куньлунь склоняется к юго-востоку, а на восток – северо-восток от него отделяется Алтынтаг и еще далее на восток располагается пучок виргирующих сводово-глыбовых поднятий Наньшаня.

Две существенные особенности имеет северное крыло Тибет-Гималаев. Первая – это наличие в его структуре поднятой ступени Цайдамского междугорья, представляющего собой крупную впадину с мощным осадочным выполнением [Lithospheric Dynamics..., 1989] и с последующим инверсионным воздыманием днища до высот почти 3000 м. Здесь же, в Куньлуне и Наньшане, мы встречаемся с небольшими междугорными понижениями, частично заполненными озерами. Это малые (или скрытые) междугорья или относительно опущенные междугорные ступени, примером которых служит котловина оз. Кукунора (Цинхай). Еще более такого рода образования распространены в пределах собственно Тибетского нагорья.

Северное крыло Тибет-Гималаев, составленное гирляндами сводово-глыбовых (гобийских, по Н.А. Флоренсову [1965], или тяньшанетипных) хребтов, постепенно расширяется на восток, и все цепи его поднятий приурочены к

крутым скатам цокольной поверхности. Этот устойчивый парагенез, повторяющийся и в других ансамблях гобийских гор Внутренней Азии, не случаен и, по сути дела, представляет собой морфотектоническое отражение наклонных скалов кровли литосферы [Уфимцев, 2002].

Главные особенности сводово-глыбовых сооружений Куньлуня, Алтынтага и Наньшаня заключается в следующем. Сводовые изгибы отдельных поднятий заключены в ромбовидные или линзовидные блоки, ограниченные молодыми разломами, образующими характерную ячеистую сеть мегакатаклазита или коровой брекчии [Уфимцев, 1991]. Сам рисунок разломной сети и форма сводово-глыбовых поднятий свидетельствуют о сильнейшем поперечном раздавливании верхних частей литосферы на северном крыле Тибет-Гималаев при одновременном продольном течении ромбовидных блоков, чем и достигается уменьшение поперечных размеров этой части горного сооружения. Не случайно, видимо, и то, что минимальную ширину северное крыло Тибет-Гималаев имеет, как и само это горное сооружение, на западе, а на восток за счет виргаций оно расширяется и максимальной ширины достигает уже над восточным скатом Тибета в сторону Сычуаньской впадины.

Другая особенность – это морфология самих сводовых изгибов, заключенных в ромбовидные блоки. В большинстве случаев северные крылья хребтов, обращенные к Тариму и согласные с наклоном цокольной поверхности, имеют значительно большую ширину, нежели противоположные, в сторону нагорья. Это говорит в пользу того, что северные крылья хребтов ограничены козырьковыми надвигами, как это мы и видим в рядом расположенном Тянь-Шане. К тому же форберги, сопровождающие хребты Куньлуня, Алтынтага и Наньшаня на предгорном пьедестале в сторону Тарима, также имеют перекосы и общие наклоны на север и более крутые склоны, обращенные к фронту гор [Meyer et al., 1998]. Эта ситуация может быть обусловлена работой, перемещениями по козырьковым надвигам, а не листрическим (в последнем случае форберги должны быть наклонены под фронт гор). Соляной кряж под южным склоном Гималаев служит тому отличным примером. Поэтому часто показываемые в работах по молодой тектонике региона листрические надвиги со стороны Тибета на Тарим представляются надуманными конструкциями.

С юга системы высоких и с крутыми сводовыми изгибами хребтов Куньлуня как бы дополняются расширяющейся на восток – юго-восток зоной умеренного линейного коробления хребтов Кукушили и других – невысоких и мало нарушенных разломной тектоникой и ассоциирующих со своеобразными малыми междугорьями в виде относительно опущенных ступеней или «размытых» очертаний межгорных впадин. Эта Кукушилинская зона умеренного линейного коробления и тектонического скучивания располагается уже в пределах собственно Тибета на высоком цоколе и у бровки его ската в сторону Тарима. Своды здесь невысокие, с плавными периклиналями и весьма напоминают таковые же формы в Забайкалье, Северной Монголии и Нижнем Приамурье. Обращает вниманиис именно то обстоятельство, что напряженность форм линейного коробления и тектонического скучивания на крутом скате цоколя нагорья к Тариму неизмеримо выше, нежели в его центральной части и в области небольших изменений высот базисной поверхности.

Расширяющаяся на восток система сводово-глыбовых (гобийских) хребтов Куньлуня, Алтынтага и Наньшаня вместе с Кукушилинской зоной умеренного тектонического коробления нарушают общую поперечную зеркальную симметрию Тибет-Гималаев, особенно хорошо выраженную в новейшей структуре Гималаев и рельефе цокольного поднятия всего горного сооружения. В геодинамическом отношении, если опираться на топографию тектонического рельефа нагорья, это, видимо, определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, рисунок коровой брекчии северного крыла нагорья таков, что показывает «течение» линзовидных блоков на восток в процессе тектонического скучивания и сокращения поперечных размеров. Во-вторых, новейшая структура Куньлуня, Алтынтага и Наньшаня, пожалуй, наиболее полно дает представление о коллизионной системе в верхних частях литосферы как результате ее раздавливания на границе геоблоков или литосферных плит. При этом нельзя не обратить внимание на то, как разительно отличны новейшие структуры Гималаев с одной стороны, и северного ската Тибета – с другой. Если они являются частями единой коллизионной системы, то мы должны признать разнородность ее устройства и существенное изменение новейшей геодинамики на разных ее флангах.

Внутренняя часть Тибет-Гималайского орогенического пояса характеризуется решительным преобладанием глыбовых форм. Лишь примерно вдоль 32° с.ш. в центре нагорья протягивается зона относительного понижения, в том числе и в рельефе цокольной поверхности, где наблюдается цепь небольших по размерам и невысоких сводовых поднятий и ряд малых междугорий. В сущности, это повторение новейшей структуры Кукушилинской зоны Северного Тибета. Эти обе зоны умеренного линейного коробления как бы охватывают обширное блоковое поле Центрального Тибета (зона Тангла); то же самое делают и связанные с ними малые междугорья. Степень высотной дифференциации тектонического рельефа в центральной части нагорья в общем невелика и уменьшается в восточном направлении. Более сложным тектонический рельеф становится на западе, в приближении к Памир-Пенджабскому синтаксису. Здесь же на участках резко дифференцированного тектонического рельефа появляются системы сопряженных разломов с характерными изгибами по простиранию и виргациями в северо-восточных румбах, видимо, свидетельства горизонтальных смещений блоков. В целом же новейшая структура зоны Тангла (Центральный Тибет) не имеет ясных особенностей, которые могли бы считаться следствием коллизионных явлений.

Южно-Тибетская глыбовая зона, как бы сопровождающая с севера Цангпо-Индский структурный шов, имеет значительно более сложную новейшую структуру. Здесь весьма значительна высотная дифференциация тектонического рельефа и дробная нарезка тектонических блоков; существенно значение крупных межгорных впадин типа котловины озера Нампо, ограниченных протяженными тектоническими уступами (рис. 3). На восток дробность расчленения тектонического рельефа уменьшается, и ближе к изгибу долины Цангпо-Брахмапутры на юг начинают преобладать крупные ступенчатые глыбовые поднятия. Еще одна особенность новейшей структуры Южнотибетского блокового поля заключается в существенном значении зон поперечных – субмеридиональных на востоке и в центре и север – северо-восточного простирания – на западе, протяженных разломов, в том числе общих с Гималаями (рис. 2). В центральной части Южного Тибета главнейшие поперечные гималайские проходы (Арунский и др.) в виде полос сближенных линеамен-

тов пересекают структурный шов Цангпо-Инда и образуют характерные ансамбли блоковых форм в виде сочетаний узких и протяженных впадин и сопровождающих их глыбовых поднятий. Три таких ансамбля пересекают поперек Южнотибетское глыбовое поле и образуют элементы его новейшей структуры на уровне «малых подзон» (см. рис. 2). Они располагаются в тылу изгиба центральной части Гималайского фронта и вписываются в его поперечную билатеральную симметрию. По своим структурным особенностям, впадины и сопровождающие их глыбовые поднятия – это образования типа своеобразных малых рифтовых систем или поперечных субрифтов, и именно в очагах происходящих в них землетрясений установлены растягивающие напряжения субширотной ориентировки. Все это удачно укладывается в новейшую геодинамику Гималайского фронта и его тылового сопровождения: субмеридиональное сжатие в Гималаях и раскалывание и растяжение по поперечным зонам в их тылу с субширотным «течением» верхнелитосферных блоков. При этом поперечные южнотибетские малые рифтогены не проникают на север ни в срединное понижение с его продольными сводами и малыми междугорьями, ни, тем более, в блоковое поле Тангла в Центральном Тибете. Это своеобразный показатель пространственного влияния или распространения процессов новейшей гималайской орогении на север не «проникающей» в центральную часть нагорья. Необходимо также обратить внимание на то, что занимающее в Тибете центральную позицию блоковое поле Тангла с юга и севера обрамлено зонами умеренного тектонического скупивания (Кукушилинской и срединного понижения) с сопровождающими их малыми междугорьями. Эта гигантская структурная ассоциация неотектонических форм определенно упорядочена и скорее всего является морфотектоническим отражением главных особенностей глубинного строения центральной части Тибетского нагорья. Каких?

### Особенное в новейшей структуре Тибет-Гималаев

Некоторые черты новейшей структуры Тибет-Гималайского горного сооружения имеют особенности, заслуживающие особенного внимания. Их достаточно много, но, пожалуй, в первую очередь следует обратиться к структуре западной и восточной окраин Тибет-Гима-

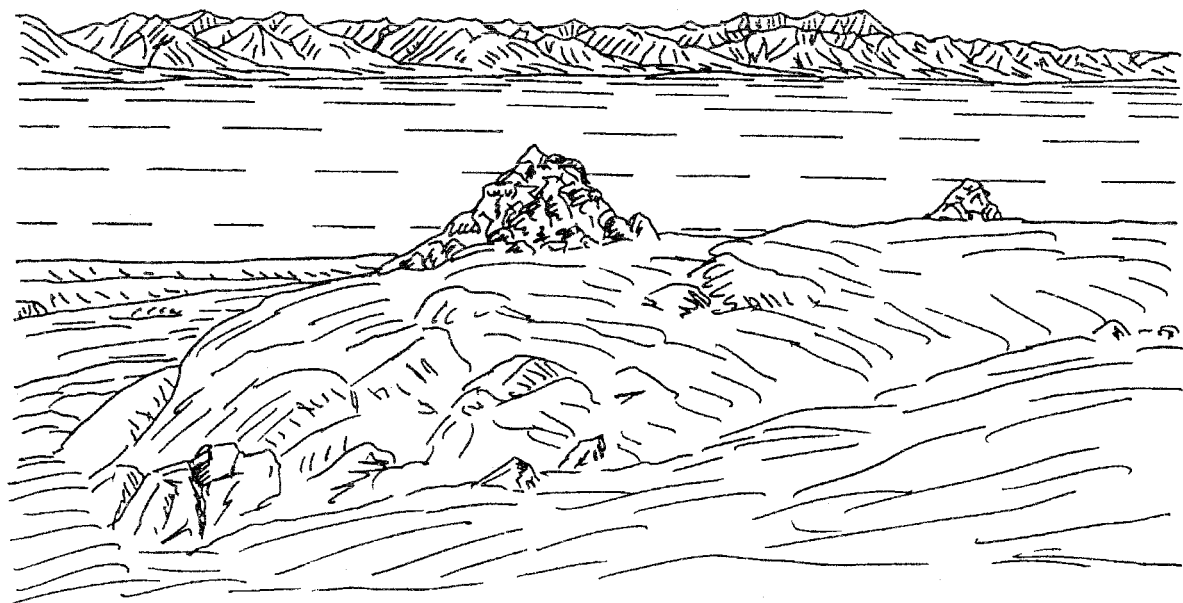


Рис. 3. Межгорная впадина, занятая озером Намцо в Тибете и горы ее юго-восточного обрамления на заднем плане.

Рисунок по фотографии.

лаев, с их характерными пережимами – Памир-Пенджабским и Ассамским синтаксисами. Следует сразу обратить внимание на то, что и западное и восточное ограничение Гималаев не обладает характером резкостных границ. На западе встреча Тибета и Гималаев с Каракорумом, Гиндукушем и Памиром происходит на высоком (до 5000 м высотой) положении цокольной поверхности, и это вносит неопределенности в соотношениях крупнейших орогенических форм. Первый вопрос заключается в том, являются ли Гиндукуш и Каракорум естественным продолжением Тибет-Гималаев, либо это уже восточная наиболее высокая часть Иран-Малоазиатского сегмента Средиземноморского молодого подвижного мегапояса [Уфимцев, 1991, 2002]. В пользу последнего, например, свидетельствует ограничение юго-восточного вхождения Каракорума в Тибет-Гималаи разветвляющейся системой шовных (структурных) понижений долин Инда и Шайока. Но, с другой стороны, северо-западное окончание Гималаев в структурных своих качествах не очень определенно в отличие от географического его выражения – огибающей «периклинальной» долины Инда. То же самое, впрочем, относится и к новейшей структуре восточного окончания Гималаев.

Эти вопросы относятся и к Памиру. В структурном отношении, это малый аналог (подобие) Центрального Тибета: блоковое поле на цоколе высотой более 3000 м, где ступенчатые глыбовые поднятия и горсты соседствуют с миниатюрными междугорьями типа Каракольской впадины и высокими выровненными поверхностями-сыртами в качестве характерных и одновременно загадочных элементов морфологического ландшафта. Это как будто окраинная часть Тибета, но она обособлена от него сводовыми цепями Музтаката, Конгкура, западного Куньлуня и Каракорумом. К тому же субширотные поднятия-хребты Гиндукуша и Южного Памира здесь торцово упираются в шовное понижение и расположенные восточнее своды северного крыла Тибет-Гималаев.

Главные особенности восточного окончания Тибет-Гималаев заключается в следующем. Во-первых, это пологий («затяжной») скат цокольной поверхности в сторону Сычуаньской впадины и платформенных (но далеко не равнинных) областей Восточного Китая, скат приуроченный к, пожалуй, самой крупной на континенте гравитационной ступени [Lithospheric Dynamics..., 1989]. Детали его морфотектоники заслуживают особого рассмотре-



ния, но об одной особенности здесь следует указать – это субмеридионального простирания «скрытые» линеаменты, распространенные, по крайней мере, над бровкой цокольного восточного ската нагорья. Частью (на западе) они являются продолжениями на север поперечных гималайских проходов, но в большинстве, видимо, имеют самостоятельное значение, особенно в Наньшане и юго-восточных цепях Куньлуны (см. рис. 2). В большинстве эти линеаменты представляют собой продолжающие друг друга системы меридиональных понижений тектонического рельефа протяженностью до 450 км. В Куньлуне и Наньшане эти линеаменты обычно определяют периклинальные замыкания хребтов-сводов, в Центральном Тибете служат разделителями блоковых форм и отчасти ограничениями малых междугорий.

Определенная структурная связанность указанных меридиональных линеаментов с поперечными гималайскими проходами и малыми рифтами Южного Тибета, равно как и их морфологические особенности, дают основания считать эти особенные элементы морфотектоники восточной части нагорья зонами растяжения (расщеления), значение которых особенно заметно в Наньшане и, вообще, на бровке восточного цокольного ската нагорья, на его как бы вершинном переломе.

Одна общая особенность отличает новейшую структуру синтаксисных ограничений Тибет-Гималаев – это передовые выдвинутые на юг по листрическим надвигам клинья Соляного кряжа на западе и плато Шиллонг на востоке, в сущности протыкающие осадки Индо-Гангского передового прогиба. Малые аналоги такого явления можно наблюдать на западной окраине Субальп: наклонно выдвинутое на запад плато Кремье, протыкающее Ронскую впадину [Уфимцев, 2002].

Другой интересный момент относится к окраинным синтаксисам Тибет-Гималайского региона – это позиция глубокофокусных землетрясений. При наличии внутриконтинентальной зоны субдукции, имеющей падение на север под Гималаи, положения глубокофокусных землетрясений не подчиняются ей. В восточной части Тибет-Гималаев литературные источники [Chaudhury et al., 1974; Choubey, Lallenmawia, 1989; Dutta, Saikia, 1976; Gupta, 1974; Lithospheric Dynamics..., 1989; и др.] указывают лишь на одно глубокофокусное землетрясение в Южном Тибете (у Лхасы) и еще одно не-

посредственно под Восточными Гималаями. Зато существуют два роя глубокофокусных землетрясений под восточным окончанием Индо-Гангского прогиба и второе даже южнее плато Шиллонг. И, наконец, полоса глубокофокусных землетрясений закартирована в Бирме, вдоль восточного ограничения Ассамского синтаксиса, оформленного сутурной зоной вдоль долины Иравади [Choubey, Lallenmawia, 1989]. Сейсмические материалы при их рассмотрении дают следующую картину. В Памир-Пенджабском синтаксисе глубокофокусные землетрясения группируются в две пересекающиеся сейсмофокальные зоны, свидетельствующие о столкновении литосферных геоблоков на встречном их перемещении [Горшков, 1968]. Существуют и другие модели, объясняющие это явление наличием встречно падающих субдукционных зон [Лукк, Винник, 1975], но модель столкновения геоблоков более соответствует новейшей структуре района западного синтаксиса, в том числе захлопыванию междугорного прохода между Южно-Таджикской впадиной и Таримом (Заалайский хребет).

В восточном, Ассамском синтаксисе можно говорить о том, что сейсмофокальная зона в пределах земной коры падает на север под горное сооружение, а подкоровая ее часть, возможно, разворачивается и до глубины порядка 120 км и более и имеет уже падение на юг. И особенная сейсмическая ситуация свойственна сутурной зоне Иравади.

Самое же любопытное обстоятельство вокруг описанной выше ситуации заключается в том, что законодатели тибет-гималайской геодинамики совершенно не упоминают, и тем более не учитывают, эту главную, пожалуй, особенность сеймотектонического режима региона. Не нужна?! А вывод определенный: поддвигание Индостана под Гималаи сейсмологически прослеживается на уровне земной коры, а на больших глубинах обозначается столкновение коромантийных геоблоков. Равно как и наличие передовых клиновидных выдвигов Соляного кряжа и плато Шиллонг, как бы прикрывающих окраинные синтаксисы с юга.

Обратимся вновь к Каракоруму и Гиндукушу, к их морфотектонической позиции в Южной и одновременно Внутренней Азии. Каракорум является, в сущности, клиновидным юго-восточным продолжением или ответвлением Гиндукуша, опирающимся на более высоко поднятый цоколь. Его высокое положение сбли-

жает Каракорум с Тибетом, но тектонический рельеф их различен. В Западном Тибете мы наблюдаем «хаос» высоких блоковых полей, а в Каракоруме новейшая структура упорядочена. Но надо учитывать одно обстоятельство: хребты-своды, примыкающие к участку ветвления Цангпо-Индской сутуры, как будто бы органически входящие в новейшую структуру Гималаев Тетиса (Ладакский хребет) или (что менее органично) причлененные к блоковым полям Тибета, одновременно имеют структурную связь и с общим сложно дифференцированным поднятием Каракорума – они как бы наращивают его по простиранию в юго-восточном направлении.

В неотектоническом отношении Гиндукуш и Каракорум, видимо, представляют собой единое образование, по размерам соответствующее уровню орогенических субпоясов; они определенно состоят из нескольких структурных зон. С Тибет-Гималаями их сближает высокое положение цоколя гор, но эта общая их черта здесь имеет определенные особенности. В Каракорум-Гиндукуше высокое положение цоколя наблюдается на ограниченной площади и быстро сменяется скатами в трех направлениях, за исключением тибетского. Это сближает Каракорум-Гиндукуш с поднятиями типа Эльбруса, Большого Кавказа, Альп и Карпат, с тем, что ранее мы обозначили орогенами нагорного типа [Уфимцев, 2000] – переход покровно-надвиговой морфотектоники литосферы в сводовое развитие благодаря процессам тектономагматического преобразования литосферы и образованию легких и изостатически всплывающих геоблоков. Гиндукуш-Каракорум, видимо, представляет собой самый юный элемент в генетическом ряду альпийских нагорных орогенов. Можно полагать, что Каракорумское звено этого нагорного орогена разрастается (осуществляет экспансию) на юго-восток за счет присоединения сводово-глыбовых и с гранитно-метаморфическими ядрами хребтов (Ладакского и др.).

Несколько слов о разломной морфотектонике Тибет-Гималайского орогенического пояса. Первое – это определенная и в каждом случае своя упорядоченность молодой, определяемой по тектоническому рельефу, разломной сети на крыльях орогенического пояса. В Гималаях это системы листрических надвигов, выраженных выпуклыми в плане тектоническими уступами, разделяемыми на секции поперечными линеаментными проходами. При этом лобовые

части неотектонических гималайских аллохтонов довольно часто (в особенности для Главного Центрального надвига) не совпадают с таковыми, определенными геологически. Лобовые части аллохтонов здесь как бы сдвинуты на север, и главные из них оформляют южные скаты пьедестальной ступени (midland) Высоких Гималаев. Геологическая линия Главного Пограничного надвига совпадает с морфотектонической, а Главный Фронтальный надвиг Сивалика вообще, видимо, является неотектоническим, по крайней мере в своих приповерхностных частях.

Обращает на себя внимание то, что по тектоническому рельефу мы можем видеть более детальную картину надвигообразования в Гималаях, нежели это показано на геологических картах. Видимо, это обусловлено тем, что в Гималаях распространены надвиговые перемещения по стратиграфическим контактам. Таковы в основном выдвинутые на юг выступы-гималы Высоких Гималаев, представляющие собой слоистые пластины, сложенные осадками пассивной континентальной окраины Тетиса. Значение таких послонных надвигов, видимо, становится основным в Трансгималаях и определяет здесь распространение куэстоподобных пологонаклонных на север горных массивов с крутыми южными ограничениями. Вследствие этого Трансгималаи на поперечных профилях обретают вид односторонней пилы, в которой участвуют и пологовыдвинутые на юг выступы Высоких Гималаев.

Другой тип упорядоченности молодой разломной сети свойствен северному крылу Тибет-Гималайского орогенического пояса. Это системы пересекающихся или соединяющихся разломов, делящих верхнюю часть литосферы на систему линзовидных или ромбических блоков – типичный рисунок мегакатаклазита или коровой брекчии. Морфологические особенности сводов, развивающихся в пределах ячеек коровой брекчии, характер форбергов свидетельствуют о безусловном преобладании козырьковых надвигов и взбросов, сместители которых становятся более крутопадающими с глубиной. Надвиги здесь тесно связаны со сводовыми изгибами, образуя с ними взаимосвязанные системы: клинья выпирания со сводовыми изгибами, осложненными осевыми компенсационными грабенами или антитетическими сбросами, снимающими напряжения растяжения верхних кромок сводов [Уфимцев, 1969, 2002]. Эти формы сводово-глыбового или го-

бийского механизма горообразования удивительно устойчивы во времени и не испытывают блокового распада даже при крутых наклонах крыльев, достигающих первых десятков градусов и при значительных перепадах высот тектонического рельефа. Устойчивость сводов достигается тем, что, при достижении критического радиуса кривизны, они поднимаются (образно говоря, «подпрыгивают») по краевым надвигам и взбросам, ограничивающим клин выпирания, с одновременными относительными просадками в осевых его частях, что снимает критический радиус кривизны сводового изгиба [Уфимцев, 1969]. К этому добавляются следующие моменты: продольное течение ячеек мегакатаклазита в условиях поперечного субгоризонтального сжатия, рост сводов на крыльях и периклиналях за счет формирования форбергов.

В самом Тибете, в центре орогенического пояса, упорядоченность молодой разломной сети невелика – это действительно блоковые поля. Лишь в Южном Тибете черты упорядоченности определяются разломными системами субмеридиональных малых рифтов и системами виргирующих разломов вблизи срединного понижения между зонами Южного Тибета и Тангла. И, наконец, стоит вновь упомянуть о субмеридиональных протяженных линеаментах над восточным скатом нагорья и его бровкой.

### Введение в новейшую геодинамику Тибет-Гималаев

Геодинамические построения на Тибет-Гималаи многочисленны [Lithospheric Dynamics..., 1989; Molnar, Tapponnier, 1975, 1977; Ahmad, 1989; Atlas of Landsat Imagery..., 1990; Avouac, Tapponnier, 1993; England, Searle, 1986; Flesh et al., 2001; Kirby et al., 2000; Lee Tung-Yi, Lawrer, 1995; Li Tingdong et al., 1986; Ma Xingyuan, 1988; Nercier et al., 1987; Molnar et al., 1987; Ren Jishun et al., 1987; Rothery, Drury, 1984; Tapponnier et al., 2001; Zhao Wu-Ling, Morgan, 1985; и др.]. Деление тектонического рельефа Тибет-Гималаев на три субпояса – южное Гималайское крыло и северное Куньлунь-Алтынтаг-Наньшанское и внутреннее нагорье, к которым добавляются особенные Памир и ступень Цайдама, заставляет полагать, что общая новейшая геодинамика распадается пространственно на достаточно обособленные или даже самостоятельные элементы. Собственно

коллизийная геодинамика, причем различных стилей, проявлена на крыльях горного сооружения. В Гималаях это надвиговое тектоническое скупивание при контрфорсном значении тыловой Цангпо-Индской сутуры, а также формирование своеобразного аккреционного клина Сивалика. Небольших значений продольное растекание здесь, видимо, выражается в поперечных линеamentных проходах типа Арунского, Мустанга или Трисули. Лучше всего это проявлено в центральном сегменте Гималаев. Но следует учитывать, что поперечным проходам свойственны черты инверсионной тектоники: поперечная неогеновая впадина Мустанга имеет поднятое и сложно расчлененное днище. Еще более определенно суширотное растяжение и продольное растекание литосферы проявлено в Южном Тибете – это малые рифты, расположенные как бы в тылу центральной части гималайского фронта.

На северном крыле орогенического пояса господствует сильное тектоническое скупивание посредством сводовых изгибов и сопряженных надвигов, дополняемое ощутимым продольным течением (и раздавливанием) линзовидных и ромбических блоков. По аналогии с другими такими же сводово-глыбовыми ансамблями Тянь-Шаня, Алтая и Забайкалья можно полагать, что гобийский механизм горообразования охватывает верхнюю часть земной коры до раздела Конрада, на котором либо сходятся, либо торцово упираются в него клинья выпирания. Ниже стиль тектонического скупивания меняется, и геофизические построения [Памир-Гималаи, 1982] дают основания полагать, что ниже раздела Конрада тектоническое скупивание осуществляется по пологонаклонным срывам, конформным цокольному северному скату нагорья, с одной стороны, и погружающейся в сторону Тарима кровле астеносферы, с другой.

В пределах собственно Тибета признаки коллизийных явлений в тектоническом рельефе практически отсутствуют – здесь господствует общее, изостатической природы, цокольное воздымание до высот почти 6000 м при сопутствующем блоковом крошении его верхней кромки. Явления умеренного тектонического скупивания в виде сводовых ансамблей Кукушили и срединного понижения как бы охватывают центральную часть цокольного поднятия – зону Тангла, где степень дифференциации тектонического рельефа по высоте минимальна для всего нагорья.

Цокольное высочайшее поднятие Тибета имеет определенно изостатическую природу – скорее всего это всплывание и разуплотнение литосферы над крупным астенолитом, размеры которого, судя по рельефу геоида в этом регионе, должны быть значительны. Но геофизические сведения на этот счет разнородны [Lithospheric Dynamics..., 1989; Ma Xingyuan, 1988; Ren Jishun et al., 1987; Кожевников, Зорин, 1997; Curtis, Woodhouse, 1997; Zhu Lieshou et al., 2000; и др.]. Блоковое поле Тангла соответствует, видимо, центральной части астенолита, краевые погружения кровли которой в тектоническом рельефе запечатлены зонами умеренного линейного коробления в срединном понижении и зоне Кукушили. Малое распространение в Тибете новейшего вулканизма указывает на своеобразную закрытость здесь подлитосферного астенолита, что и отличает Тибет-Гималаи от других секций Средиземноморского молодого подвижного пояса. Это и является, возможно, одной из причин существования здесь крупнейшего и высочайшего на Земле цокольного поднятия. Внутренняя энергия Земли в Тибете расходуется в недрах и при минимальном ее выбросе в гидро- и атмосферу.

Особенная новейшая геодинамика должна быть свойственна восточному и юго-восточному скатам нагорья, где, судя по наличию гигантской гравитационной ступени, происходит резкая смена структуры литосферы (и астеносферы?). Одна из морфотектонических особенностей здесь – это совпадение простираний хребтов-поднятий с наклонами (перекосами) цокольной поверхности тектонического рельефа на восточном скате и своеобразное «скольжение» хребтов по скату цокольной поверхности на юго-востоке, в сторону Индокитая. К тому же морфотектонический ансамбль индокитайского ската нагорья представляет собой достаточно уникальное образование: высокие и узкие, протяженные на многие сотни километров хребты-своды (?) и разделяющие их узкие же долины магистральных рек, отдаленно напоминающие долину-грабен Цангпо-Индской сутуры.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (02-05-64022).*

## Список литературы

- Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 252 с.
- Горшков Г.П. Изучая землетрясения // Природа. 1968. № 1. С. 33–39.
- Кожевников В.М., Зорин Ю.А. Распределение скоростей волн S в коре и верхней мантии Азиатского континента // Физика Земли. 1997. № 7. С. 61–68.
- Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–80.
- Памир - Гималаи. Глубинное строение земной коры / Отв. ред. В.В. Белоусов. М.: Наука, 1982. 175 с.
- Уфимцев Г.Ф. О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья. Геотектоника. 1969. № 5. С. 115–120.
- Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
- Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли Новосибирск: Наука, 1991. 169 с.
- Уфимцев Г.Ф. Орогены нагорного типа в альпидях Евразии // Известия Русского Геогр. о-ва. 2000. Т. 132. Вып. 1. С. 12–23.
- Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф Непальских Гималаев // Геоморфология. 2002. № 4. С. 37–53.
- Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та. 2002. 494 с.
- Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
- Ahmad T. Tibet's state of Tension // Himalayan mountain Building. New Dehli: Today and Tomorrow Printers and Publishers, 1989. P. 127–145.
- Atlas of Landsat Imagery of main active Faults Zones in China / Ed. Xie Guanglin. Beijing, China: Science Press, 1990. 135 p.
- Avouac J.-Ph., Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia // Geophys. Res. letters. 1993. Vol. 20. № 10. P. 895–898.
- Bashyal R., Delcaillau B., Herail G., Mascle G. Thrusting and Orogenesis: The himalayan front in Central Nepal // Journal of Nepal Geol. Society. 1989. Vol. 6. P. 1–9.
- Chaudhury H.M., Srivastava H.N., Subba Rao J.V. Seismotectonic investigations of the Himalaya // Himalayan Geology. Vol. 4 Dehli: Wadia Inst. Himalayan Geology, 1974. P. 481–491.
- Choubey V.D., Lallenmawia H. The Structural Evolution of North-Eastern Himalayan zone with special reference to Mizoram Region // Himalayan mountain Building. New Dehli: Today and Tomorrow Printers and Publishers, 1989. P. 147–162.

- Curtis A. and Woodhouse J.H.* Crust and upper mantle shear velocity structure beneath the Tibetan plateau and surrounding regions from interevent surface wave phase velocity inversion // *Journal of Geophysical Research*. 1997. Vol. 102. № B6. P. 11, 789-11, 813.
- De Celles P.G., Gehrels G.E., Quade J., Ojha T.P., Kapp P.A., Upreti B.N.* Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal // *Geological Society of America Bulletin*. 1998. Vol. 110. № 1. P. 2-21.
- Dutta T.K., Saikia M.M.* The eastern limit of the Himalayan orogenic belt - the Indo-Birman orogen and its geodynamic development // *Himalayan Geology*. Vol. 6. Dehru Dun: Wadia Inst. of Himalayan Geology, 1976. P. 303-313.
- England Ph., Searle M.* The Cretaceous - Tertiary Deformation of the Lhasa Block and its Implications for Crustal Thickening in Tibet // *Tectonics*. 1986. Vol. 5. № 1. P. 1-14.
- Flesh L.M., Haines A.J., Holt W.E.* Dynamics of the India-Eurasia collision zone // *Journ. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. № B8. P. 16.435-16.460.
- Geological Map of Nepal. Scale 1:1000000. Kathmandu, 1994.
- Geological-Tectonical Map of the Himalaya compiled from literature and own observations by G.Fuchs, 1980. Scale 1:2000000. Vienna: Geologische Bundesanstalt.
- Gupta H.K.* Some seismological observations and tectonics from Hindu Kush to Burma region // *Himalayan Geology*. Vol. 4. Dehru Dun: Wadia Inst. of Himalayan Geology, 1974. P. 465-480.
- Kirby E., Whipple K.X., Burchfiel B.C. et al.* Neotectonics of the Min Shan, China: Implication for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau // *Bull. Geol. Soc. America*. 2000. Vol. 112. № 3. P. 375-393.
- Lee Tung-Yi, Lawrer L.* Cenozoic plate reconstruction of South-east Asia // *Tectonophysics*. 1995. 251. № 1-4. P. 85-138.
- Li Tingdong, Xiao Xuchang, Li Guangcen et al.* The crustal evolution and mechanism of the uplift Qinghai-Tibet plateau // *Tectonophysics*. 1986. V. 127. № 3/4. PP. 279-289.
- Lithospheric Dynamics Atlas of China: China Cartographic Publishing House, 1989.
- Landslide Hazard Mitigation in the Hindu Kush - Himalayas // Ed. Li Tianchi, S.R. Chalise, B.N.Upreti. Kathmandu: ICIMOD, 2001. XX+312p.
- Ma Xingyuan Lithospheric Dynamics of China Episodes. 1988. Vol. 11. № 2. P. 84-90.
- Mercier J.-L., Armijo R., Tapponnier P. et al.* From late Tertiary Compression to Quaternary Extension in Southern Tibet during the India - Asia Collision // *Tectonics*. 1987. Vol. 6. № 3. P. 275-304.
- Metivier F., Gaudemer Y., Tapponnier P., Meyer B.* Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China // *Tectonics*. 1998. V. 17. № 6. P. 823-842.
- Meyer B., Tapponnier P., Bourjot L. et al.* Crustal thickening in Gansu - Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau // *Geophys. J. Int.* 1998. 135. P. 1-47.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // *Science*. 1975. Vol. 189. PP. 419-426.
- Molnar P., Tapponnier P.* The Collision between India and Eurasia // *Scientific American*. 1977. Vol. 236. № 4. PP. 30-41.
- Molnar P., Burchfiel B.C., Liang Kuangyi, Zhao Ziyun.* Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia // *Geology*. 1987. V. 15. № 3. P. 249-253.
- Mugnier J.-L., Mascle G., Faucher Th.* La structure des Siwaliks de l'Ouest Nepal: un prisme d'accrétion intracontinental // *Bull. Soc. geol. France*. 1992. T. 163. № 5. P. 585-595.
- Tectonic systems map of the Peoples Republic of China and adjacent sea area. Scale 1:2500000 / Directed by Sun Diangang, Wu Leibo. Cartographic Publishing House, 1984.
- Ren Jishun (Jen Chi-shun), Jiahg Chunfa, Zhang Zhengkun et al.* Geotectonic Evolution of China. Beijing: Science Press; Berlin: Springer - Verlag, 1987. 203 p.
- Rothery D.A., Drury S.A.* The neotectonics of the Tibetan Plateau // *Tectonics*. 1984. Vol. 3. № 1. P. 19-26.
- Tapponnier P., Xu Zhigun, Roger F. et al.* Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau // *Science*. 2001. Vol. 294. 23 November. P. 1671-1677.
- Yeats R.S., Hussain A.* Timing of structural events in the Himalayan foothills of northwestern Pakistan. Geological Society of northwestern Pakistan // *Geological Society of America Bulletin*. 1987. V. 99. P. 161-176.
- Zhao Wu-Ling and Morgan W.J.* Uplift of Tibetan Plateau // *Tectonics*. 1985. Vol. 4. № 4. P. 359-369.
- Zhu Jieshou, Cai Xuelin, Cao Jiamin et al.* The high Resolution seismic tomographic image in Qinghai-Tibet Plateau and its dynamic implications // *Earth Science Frontiers*. China University of Geosciences (Beijing). 2000. № 7. Suppl. P. 354-356.

Рецензент член-корр. РАН В.Н. Пучков