

9. Уфимцев Г.Ф. Геоморфологические наблюдения в Непале // Геоморфология и природные ресурсы. 2001. № 1. С. 129–135.
10. Yamanaka H., Yoshida M., Arrita K. Terrace landforms and quaternary deposit around Pokhara Valley, Central Nepal // J. Nepal Geol. Soc. 1982. V. 2. P. 113–142.

Кубанский госуниверситет

Поступила в редакцию
12.10.2001

OROGRAPHIC PECULIARITIES OF THE NEPALIAN HIMALAYA

Ju.V. YEFREMOV, A.V. ZIMNITSKY

Summary

The new orographic scheme of Nepalian Himalaya is compiled. An attempt was made to regionalize the Main Himalayan ridge. Some morphometric characteristics and morphologic peculiarities of different parts of the mountain land are described.

УДК 551.432 (235.243)

© 2002 г. Г.Ф. УФИМЦЕВ

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ НЕПАЛЬСКИХ ГИМАЛАЕВ¹

Фактологической основой данной статьи являются: 1) морфометрические построения на топокартах масштабов от 1:1 500 000 для всех Гималаев и до 1:200 000 и 1:100 000 для опорных участков (преимущественно отечественное изготовление карт обеспечивает сопоставимость результатов с нашими построениями для других регионов); 2) полевые наблюдения в Центральном Непале, позволившие своими глазами увидеть морфологические особенности главных элементов этого горного сооружения; 3) литературные источники, в том числе в малодоступных изданиях, с которыми удалось ознакомиться в библиотеке Международного центра по интегрированному развитию горных территорий (ICIMOD) в Катманду; 4) результаты дешифрирования космоснимков на некоторые районы Гималаев (надо заметить, что изображения этих гор из космоса дают о них особенное представление).

Непал представляет собой удобный полигон для геолого-геоморфологических наблюдений, и коротко эту ситуацию можно охарактеризовать следующим образом: здесь люди, как Гималаи, и Гималаи, как люди. И потому в этой стране быстро обретаешь чувство творческой эйфории. К этому следует добавить, что обычно мы представляем Гималаи по полотнам Н.К. Рериха, но горы, которые я видел, сошли с гималайских этюдов В.В. Верещагина.

Цель работы – анализ морфотектоники Гималаев на примере их наиболее типичной центральной части. Мы будем характеризовать тектонический рельеф Непальских Гималаев по его основным параметрам – вершинной и базисной (цокольной) поверхностям, изображенных в форме карт (рис. 1, 2) и поперечных профилей (рис. 3).

Мы много говорим о молодой геодинамике и происхождении Гималаев и старательно не замечаем недостаточность структурно-морфологических материалов для такого рода умозаключений, может быть, за исключением описаний главных гималайских надвигов. Что касается геологии Гималаев, то путеводной звездой до сих пор служит сводка А. Гансера [1], новые геологические карты [2, 3] и некоторые

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

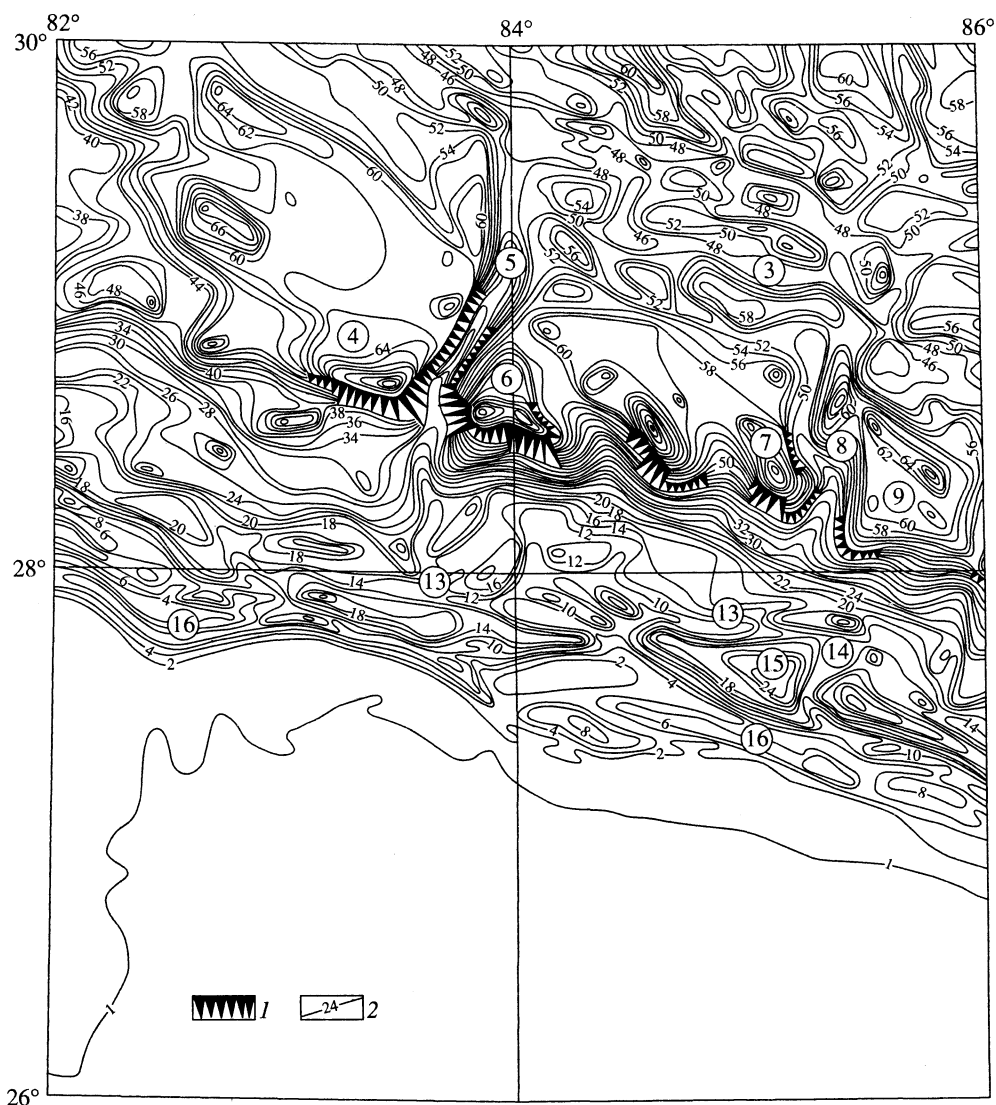


Рис. 1. Тектонический рельеф Непальских Гималаев и их окружения 1 – крутые уступы, 2 – морфоизогипсы (оцифрованы в сотнях метров)

Цифрами в кружках обозначены: 1 – Цангпо-Индский структурный шов; 2 – Южный Тибет; 3 – Трансгималаи; *Высокие Гималаи*: 4 – Дхаулагир Гимал, 6 – Аннапурна, 7 – Ганеш Гимал, 9 – Лангтанг, 10 – Кхумбу Гимал, 12 – Канчендзанга Гимал; *поперечные проходы*: 5 – Мустанг, 8 – Трисули-Багмати, 11 – Арунский; 13 – Низкие Гималаи; 14 – долина Катманду; 15 – хр. Махабхарат; 16 – Сивалик

новейшие публикации по Центральным Гималаям [4–6]. Геоморфологией и новейшей тектоникой Непала в последние годы занимаются японские специалисты [7–13 и др.], некоторые западные ученые [14–18], и в этом ряду следует особо выделить труды Я. Калводы [16–18].

Термином "Непальские Гималаи" я пользуюсь для краткости и потому, что смотрел на эти горы с юга (хорошо бы посмотреть и с севера...). Под этим термином мы объединяем все Центральные Гималаи от Сивалика на юге и до долины р. Цангпо на севере.

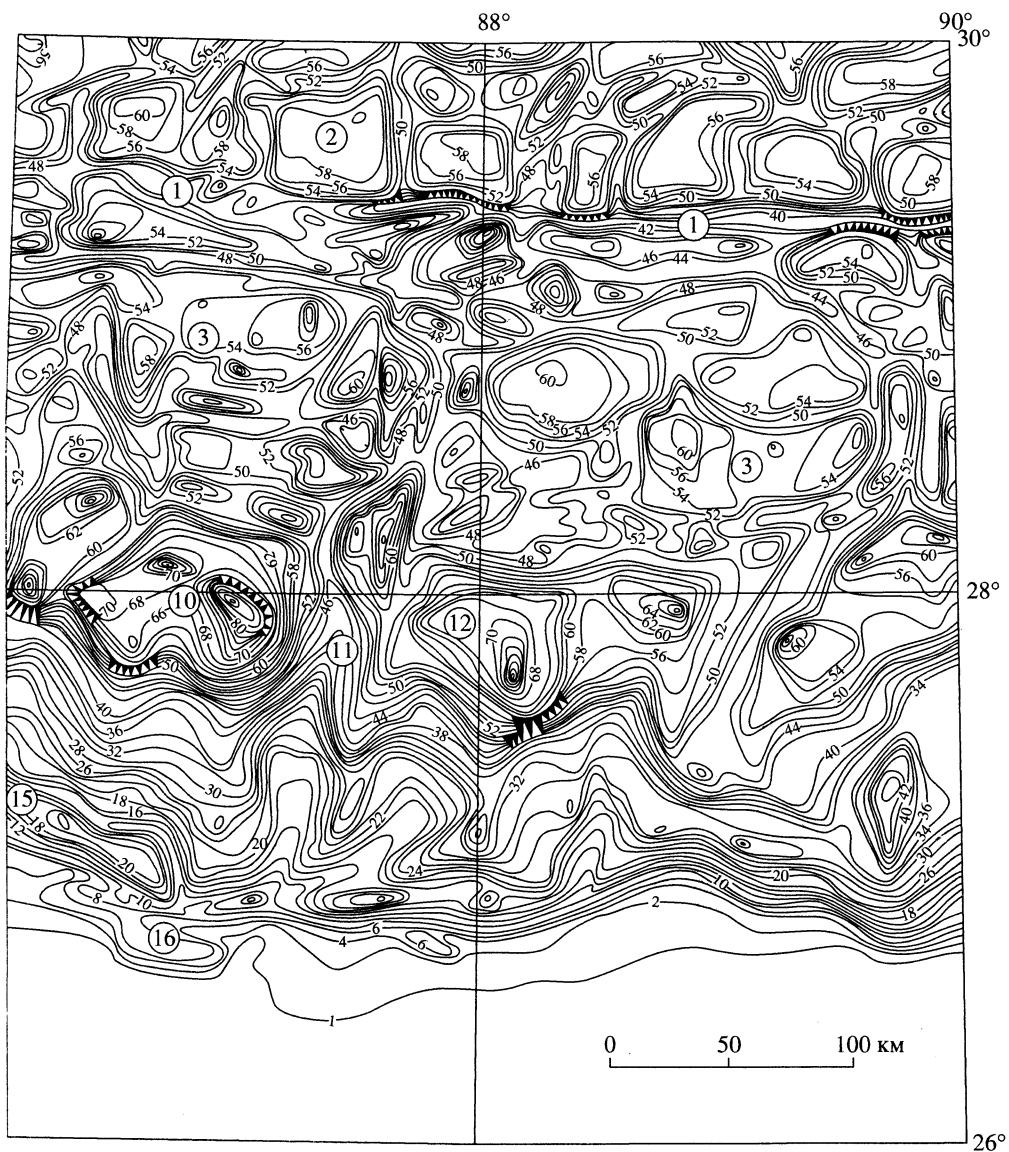


Рис. 1 (окончание)

Тектонический рельеф центральных Гималаев

Традиционное геологическое деление Гималаев (с юга на север): Сивалик, Низкие, Гималаи, Высокие Гималаи и Трансгималаи, или Тибетские Гималаи – в основном справедливо в геоморфологическом и неотектоническом отношениях. Но в последнем случае лучше говорить как о поперечной, указанной выше, так и о продольной делимости этого горного сооружения, хорошо отраженной в рельефе вершинной поверхности, или так называемом тектоническом рельефе (рис. 1, 3). Поперечная делимость заключается в закономерном расположении структурных зон, сменяющих друг друга вкрест простираения. Вдоль простираения Гималаев также выделяются секции, для каждой из которых характерен своеобразный тектонический рельеф.

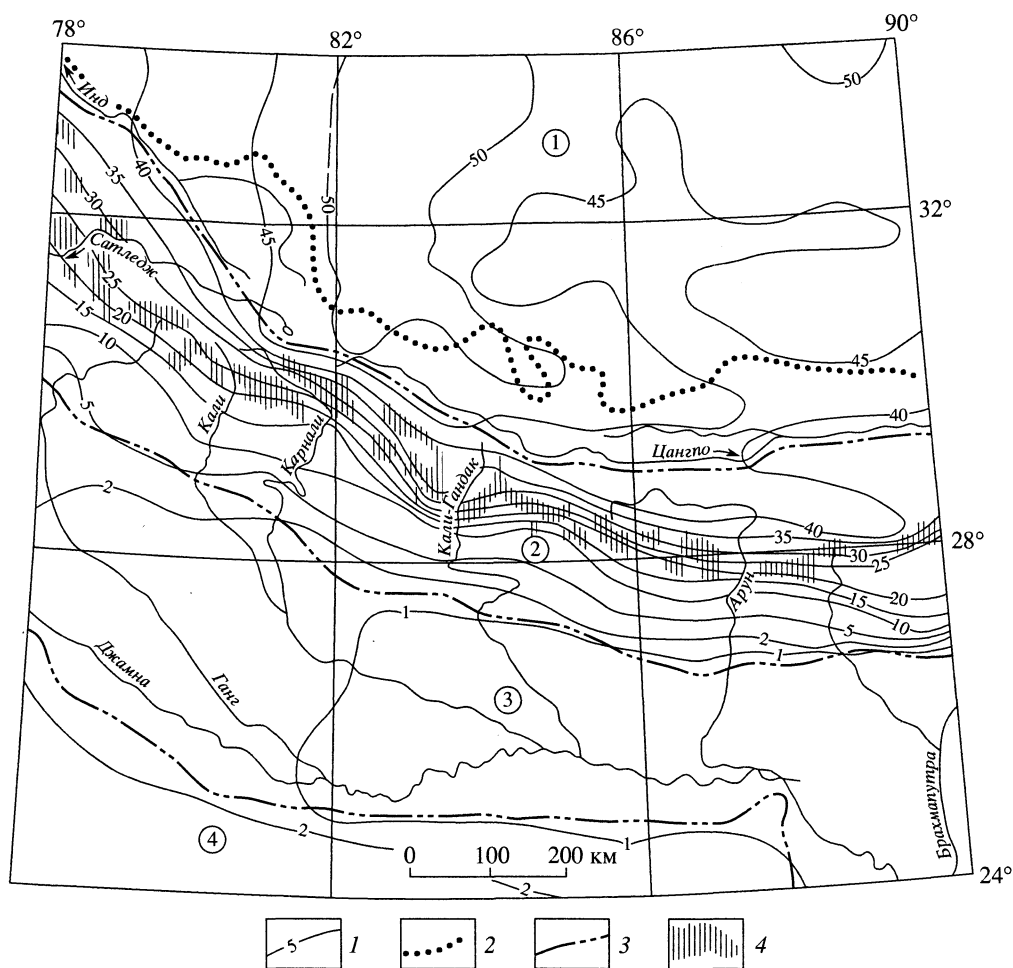


Рис. 2. Цокольная поверхность Непальских Гималаев и их окружения

1 – изолинии базисной (цокольной) поверхности (в сотнях метров); 2 – главный водораздел; 3 – границы главных морфотектонических подразделений, обозначенных цифрами в кружках: Тибета (1), Гималаев (2), Индо-Гангского передового прогиба (3), Индостанского щита (4); 4 – высочайшие горные массивы – гималаи

Секции разделены глубокими поперечными проходами, являющимися гигантскими блокоразделами. Сами же Гималаи представляют собой южное крыло Тибет-Гималайского горного пояса как части протяженного Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) молодого подвижного мегапояса [19]. По своим размерам (особенно протяженности) Гималаи могут считаться промежуточной формой между орогеническим поясом и структурной зоной, т.е. субпоясом. Общая его линейность определяет значительную протяженность составляющих Гималаи неотектонических форм при малой их ширине. В особенности это касается такого ансамбля, как Сивалик (рис. 1, 3), ширина которого редко превышает 50 км.

Сивалик – это система антиклинальных складок, осложненных надвигами с падением на север, под Гималаи [8, 20]. Антиклинали сложены преимущественно неогеновыми красными породами и в рельефе представляют собой линейные увалистые возвышенности, гряды или низкорельефные массивы, как бы оформляющие подножье Гима-

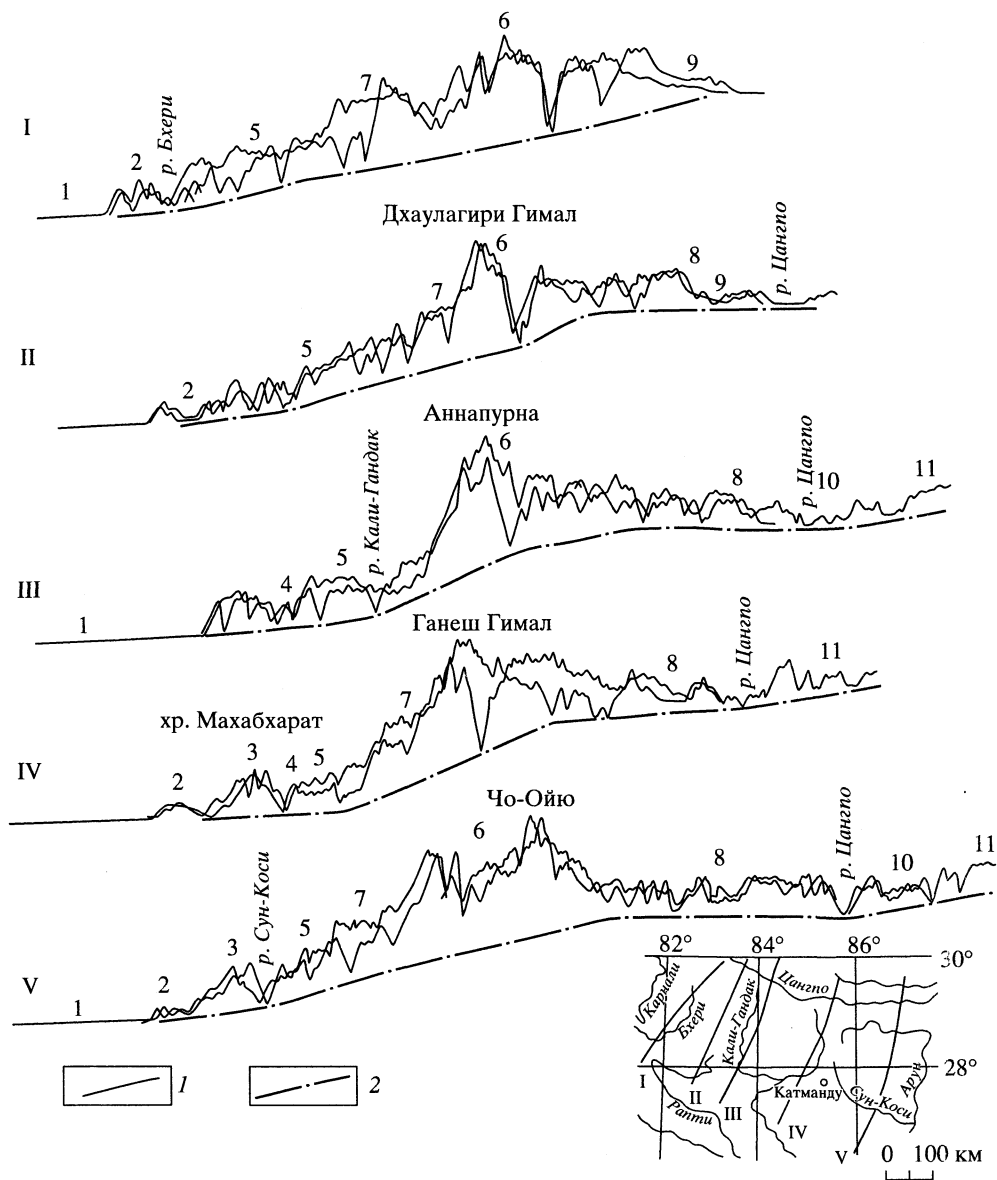


Рис. 3. Поперечные профили Непальских Гималаев

1 – профили и их номера, 2 – положение цокольной поверхности.

Цифрами на профилях обозначены: 1 – Индо-Гангский прогиб, 2 – Сивалик, 3 – Махабхарат, 4 – срединное понижение, 5 – ступени Низких Гималаев, 6 – высочайшие поднятия – гималы, 7 – пьедестальная ступень Высоких Гималаев, 8 – Трансгималаи, 9 – структурный шов Цангпо-Инда, 10 – внутренние поднятия в нем, 11 – Тибет

лайского фронтального уступа. Высота антиклинальных поднятий над аккумулятивной равниной Индо-Гангского передового прогиба может достигать 800 м и более. Обычно сиваликские антиклинали четко отделены от южного склона – уступа Низких Гималаев (рис. 4) и представляют собой их своеобразное предгорье. Но в районе г. Бутвала сиваликские поднятия причленены к Низким Гималаям, так что наравне с последними образуют гималайский фронт. Примечательно, что в подобных случаях

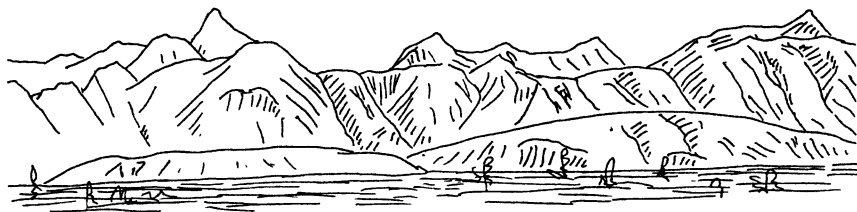


Рис. 4. Сиваликские гряды на фоне южного склона Махабхарата между Бутвалом и Бхаратпуром у Тоди-Базара

на уступе последнего особенно значительно проявлены смещения рыхлого покрова и скальных блоков.

Судя по публикации [20], в молодые тектонические деформации вовлечены как неогеновые, так и четвертичные (вплоть до голоценовых) отложения и речные террасы. По своему образованию и тектонической позиции Сивалик является уникальной формой – это внутриконтинентальный аккреционный клин над поддвигом под Гималаи перемещающегося на север Индостанского субконтинента [14]. Формирование предгорных складок обеспечивает расширение Гималаев за счет предгорной части Индо-Гангского передового прогиба.

Как сказано выше, сиваликские линейные массивы и гряды представляют собой антиклинали с хорошо оформленными периклиналями. В тектоническом отношении это часто выжатые по надвигам клинья с внутренними антиклинальными изгибами, а сопутствующие синклинали-понижения в Сивалике менее распространены или вообще представляют собой редуцированные формы.

Сивалик как система предгорных антиклинальных складок в тектоническом рельефе Непальских Гималаев лучше всего выражен западнее выхода из гор р. Кали-Надак. Здесь он обладает наибольшей шириной, часто включает две полосы гряд, разделенных глубокими понижениями. На восточном участке предгорий обычно распространены одиночные антиклинальные гряды, часто кулисообразно сменяющие друг друга по простиранию. Такая ситуация сохраняется в восточном секторе вплоть до выхода из гор р. Сун-Коси. Далее на восток в тектоническом рельефе прослеживаются лишь отдельные небольшие антиклинальные гряды (рис. 1), хотя в подошве гималайского фронта залегают деформированные сиваликские отложения [1, 3]. Как увидим ниже, и другие гималайские зоны восточнее долины р. Сун-Коси испытывают существенные изменения тектонического рельефа.

Низкие Гималаи составляют южное крыло этого горного сооружения и представляют собой сложную структурную композицию, включающую передовой (южный) хребет-поднятие Махабхарат, срединное понижение вдоль его северного склона и систему разновысотных тектонических ступеней и горстов вдоль южной подошвы Высоких Гималаев (рис. 1, 3).

Хребет Махабхарат имеет крутой южный склон высотой до 2000 м, который и представляет собой собственно гималайский фронт. Этот уступ формируется молодыми надвигами. Западнее слияния рек Кали-Гандак и Трисули крутой гималайский фронт оформляется Главным Пограничным надвигом, а в восточнее зоны этого и Главного Центрального надвигов приближены друг к другу так, что горизонтальное расстояние между их выходами на поверхность составляет первые километры [3]. Здесь, видимо, они оба участвуют в формировании фронтального уступа гор. Следует заметить, что гималайский фронт при всей его значительной высоте не создает зрительного впечатления единой горной стены, каковое производят сбросовые уступы, например, на бортах рифтов Восточной Сибири.

Хребет Махабхарат – наиболее характерная неотектоническая форма Низких Гималаев. При максимальной ширине порядка 50 км это поднятие протягивается на многие сотни километров и представляет собой систему вытянутых горстов или ступенчатых глыбовых поднятий, сменяющих друг друга по простиранию и разделенных поперечными проходами-блокоразделами, освоенными магистральными реками. Большинство поднятий имеет прямоугольную форму, но западнее и юго-восточнее Катманду они похожи в плане на клинья. Здесь же хорошо виден ступенчатый характер северного склона Махабхарата: три его главные ступени в виде одновысотных площадок или боковых гребней. Судя по геологическим наблюдениям, они ограничены крутыми надвигами и взбросами с падением сместителей под хребет [21].

Геологическая ситуация в пределах поднятия Махабхарата весьма любопытна. Основными элементами геологической структуры Гималаев являются две пластины аллохтона, перемещенные на юг по Главному Пограничному и Центральному надвигам [3, 4]. Эти пластины в последующем испытали существенные складчатые деформации и затем эрозионное расчленение. Поэтому на большей части протяженности хребта залегают либо крупные эрозионные останцы Главного Центрального надвига, либо синклиналильные формы нижнего и верхнего аллохтонов. Это позволяет утверждать, что четвертичная геодинамика Махабхарата – это в первую очередь выжимание вверх клиноподобных или полужилиндрических в поперечном сечении останцов аллохтонов или ядер синклиналей в условиях поперечного горизонтального сжатия над лобовой частью Главного Пограничного надвига. Эта ситуация во многом подобна тому, что мы видим во внешних цепях альпийских орогенов – в Веркоре и Северном Провансе, Загросе и др., где вверх растут не только антиклинали, но и происходит выжимание синклиналильных ядер. В какой-то мере можно проводить структурную параллель и видеть сопряженность морфотектоники также Сивалика и Махабхарата: выдавливание антиклиналильных клиньев в неоген-четвертичных отложениях в первом случае и синклиналильных ядер в шарьированном кристаллическом комплексе краевой части кратона – во втором.

Может быть, именно это обстоятельство обуславливает редукцию Махабхарата на востоке, в том же районе, где это происходит с Сиваликом. В приближении к устью р. Сун-Коси исчезают синклиналильные изгибы аллохтонных пластин и поднятие Махабхарата преобразуется в небольшой по размерам низкий горст. Восточнее низовьев р. Тамура синклиналиный изгиб вновь появляется, и конечный восточный горст Махабхарата достигает обычных для этой цепи размеров и соседствует с крайней на востоке антиклиналиной грядой Сивалика. Далее на восток и Сивалик (см. выше), и Махабхарат не прослеживаются, а к гималайскому фронту выходят высокие тектонические ступени, и потому высота его увеличивается до 3000 м и более (рис. 1).

Срединное понижение в Низких Гималаях располагается как бы в тылу (севернее) Махабхарата и, как и последний, исчезает на востоке у 88° в.д. (рис. 1). Это сложная группировка неотектонических форм, в которую входят небольшие впадины, выполненные неоген-четвертичными озерными и речными отложениями, – Покхараская и долина Катманду, низкие тектонические ступени и врезанные в них продольные участки долин магистральных рек (Сун-Коси, Трисули, Кали-Гандак и др.). Днище долины Катманду располагается на высотах около 1300 м и как бы обозначает средний высотный уровень этого понижения. Если следовать из Катманду на запад, то можно хорошо видеть, что днище долины как бы продолжается одновысотным уровнем гребней продольных горных массивов срединного понижения и нижней ступени северного склона Махабхарата, в которые врезаны на глубину до 700–800 м продольные долины левых притоков р. Трисули. Долины последних, равно как и долина среднего течения Трисули, видимо, представляют собой образования типа долин-грабен и понижений-блокоразделов (рис. 3). В них появляются расширения, днища которых составлены цокольными террасами высотой до 200 м и более. Аккумулятивные террасы в Гималаях вообще, видимо, редки. В некоторых частях срединного понижения наблюдаются небольших размеров своеобразные "денудационные

грабены" – низкие ступени с сильно педиментированным рельефом, где сохранились лишь скелетные гребни и островные горы. Такого рода формы располагаются, например, южнее Покхары или восточнее Катманду в бассейне р. Индрамати и вблизи Банепы-Дхуликхеля. Примечательно, что педиментные поверхности в разных "денудационных грабенах" имеют различные средние высоты и их невозможно объединить в единый (хотя бы для срединного понижения) геоморфологический уровень.

Срединное понижение как сложный ансамбль малых впадин и разновысотных тектонических ступеней лучше всего проявлен в районе бассейнов рр. Трисули и Кали-Гандак (рис. 1). На профилях (рис. 3, п. II–IV) можно видеть, что в составе срединного понижения наряду с пониженными ступенями и понижениями-блокоразделами существенно значение высоких изолированных горных массивов-горстов, абсолютные высоты которых превышают таковые у Махабхарата. Но при этом происходит и увеличение высот цокольной (базисной) поверхности.

Тектонический рельеф срединного понижения западнее и восточнее 86° в.д. резко различен. Все, что говорилось выше, более всего относится к центральной и западной частям Непала. Восточнее 86° в.д. между Высокими Гималаями и Махабхаратом преимущественно располагается единообразный и достаточно крутой скат тектонического рельефа, на юге ограниченный продольной долиной-грабеном Сун-Коси. Этот скат продолжается на восток за долину Аруна, где главный элемент Низких Гималаев – хребет Махабхарат исчезает и, таким образом, сам скат выходит к бровке уступа гималайского фронта (рис. 1).

Возникает вопрос: в какой мере этот скат тектонического рельефа под Высокими Гималаями может быть отнесен к срединному понижению, когда ясным морфологическим элементом последнего здесь остается только продольная долина р. Сун-Коси? Следует учитывать, что перепад высот на скате находится в интервале от 4000–4500 и 1800–2000 м. Или этот скат является уже своеобразным "предгорьем", а вернее пьедесталом Высоких Гималаев? Взгляд на геологическую карту [3] не помогает выработать определенное решение. Можно лишь увидеть, что западнее Катманду значительная площадь верхнего аллохтона эродирована и от него сохранились крупные эрозионные останцы. А восточнее в верхней аллохтонной пластине выработаны крупные эрозионные окна.

Впрочем, при сопоставлении карты тектонического рельефа с геологической структурой напрашивается и третье решение, если учесть, что элементы наклонного на юг ската под Высокими Гималаями наблюдаются и на правобережье р. Трисули и западнее долины Кали-Гандака. Каково же это решение? Учитывая лобообразный характер ската под южным фасом Высоких Гималаев, можно говорить, что он представляет собой морфологическое выражение крупного флексуообразного изгиба верхней и нижней аллохтонных пластин, в подошве которого происходит выдавливание синклинальных ядер (хр. Махабхарат). Мы должны полагать, что в Гималаях наряду с тектоническим скупиванием надвиговых пластин и клиньев происходят молодые деформации и иного рода, тем более что указанный скат, возможно, является частным элементом крупномасштабной деформации, охватывающей все Гималаи и выраженной в первую очередь свойственным им высочайшим на Земле скатом цокольной поверхности с перепадом высот до 4500 м и более (рис. 2). Этот парагенез ската под Высокими Гималаями и ската цокольной поверхности особенно нагляден на профилях (рис. 3), и именно в пределах его наблюдаются крупные деформации речных террас [9, 10, 12].

Характерными элементами ската являются схождения рек к его подошве под острым углом, что создает боковые гребни клиновидной формы. На одном из них восточнее Чарикота в междуречье Тама-Кости и Ликху-Ххола наблюдается система наклонных на юг куэстоподобных грив – характерный элемент приповерхностных флексур или моноклиналей в ансамблях складчатых гор альпийских орогенов. Вообще следует заметить, что в пределах ската под фасом Высоких Гималаев междуречные массивы обладают заметным наклоном на юг, типичными примерами

являются массивы гор Калинчоку и другие вокруг Чарикота под южным фасом Ролвалин Гимала.

Центральная часть рассматриваемого горного сооружения – Высокие Гималаи – также представляют собой сложную группировку неотектонических форм. Главные их элементы – это система высочайших горных массивов ("гималов") и расположенные вокруг них высокие тектонические ступени, как бы служащие пьедесталом первых (рис. 3). Части пьедестальных ступеней (или ступени), если говорить о Высоких Гималаях в целом, имеют различную морфологию севернее и южнее высочайших выступов гималов. На юге пьедестальные ступени узкие и ограничены уступами Высоких Гималаев (до 3000 м и более) – это как бы второй (внутренний) гималайский уступ, или фронт. Характерная его особенность – овальные в плане выступы на юг перед гималаями, разделенные поперечными блокораздельными проходами (рис. 1). В Центральном и Западном Непале волнистая линия внутреннего гималайского фронта в общем совпадает с позицией Главного Центрального надвига, как она показана на геологической карте [3]. На востоке это совпадение частичное – только на участке северного ограничения эрозионного окна в верхнем аллохтоне в бассейне р. Сун-Коси. На остальной же своей протяженности внутренний гималайский уступ показывает положение молодой (четвертичной) новообразованной ветви Главного Центрального надвига.

Северные части пьедестальной ступени представляют собой преимущественно наклонные на север блоки, сменяемые в подошве Высоких Гималаев пьедестальными пологонаклонными широкими предгорными равнинами. Последние особенно хорошо выражены севернее массивов Канченджанги и Дхаулагири. Наклонные блоки северной части пьедестальной ступени собственно Высоких Гималаев часто составляют куэстоподобные композиции, например севернее Кхумбу Гимала (группа Чо-Ойю, Эвереста и Макалу), а наиболее высокие из них как бы незаметно становятся высочайшими выступами собственно гималов. В Кхумбу Гимале северная часть пьедестальной ступени входит в состав центрального поднятия Высоких Гималаев (рис. 5). Природа этого явления определено связана с особенностями молодой тектоники центральных выступов-гималов.

Главные особенности морфологии высочайших гималайских выступов заключаются в следующем. Во-первых, гималы имеют высокие и крутые южные склоны-стенки, на краях изгибающиеся к северу, что указывает на северное падение ограничивающих их молодых сместителей (рис. 5). Примером могут служить южные стенки массивов Чо-Ойю и Эвереста (южный прямолинейный склон Лхоцзе и Нупцзе, рис. 6). Наблюдения на южных стенках Макалу и Эвереста показали [16, 17], что они связаны с падающими на север надвигами, причем стенки срыва приурочены к ограничениям межформационных пластиноподобных тел миоценовых турмалиновых двуслюдяных гранитов либо к поверхностям несогласия или напластования. Подобная ситуация обычна для Высоких Гималаев [3].

Вторая особенность гималов – их общий наклон на север, часто согласный с залеганием слагающих их пород пассивной континентальной окраины Тетиса [1]. Это позволяет полагать, что гималы представляют собой наклонно выдвинутые на юг пластины, ограниченные сместителями – виргациями по восстанию Главного Центрального надвига над бровкой лобообразного фронта его новейшего аллохтона. Возможно, некоторые блоки гималов вообще представляют собой выжатые клинья, в рельефе выраженные узкими и протяженными горными массивами либо сопровождающие южные стенки гималов (Чо-Ойю и Эверест), либо вообще их составляющие, как, например, Макалу (рис. 5). Можно полагать, что фронтальная часть новейшего сместителя Главного Центрального надвига представляет собой сложную систему листрических надвигов, широко использующих пологонаклонные стратиграфические или межформационные контакты.

Тибетские Гималаи, или Трансгималаи, в рассматриваемом регионе сильно изменчивы по простиранию. Между 84° и 88° в.д. в морфологической структуре преоблада-

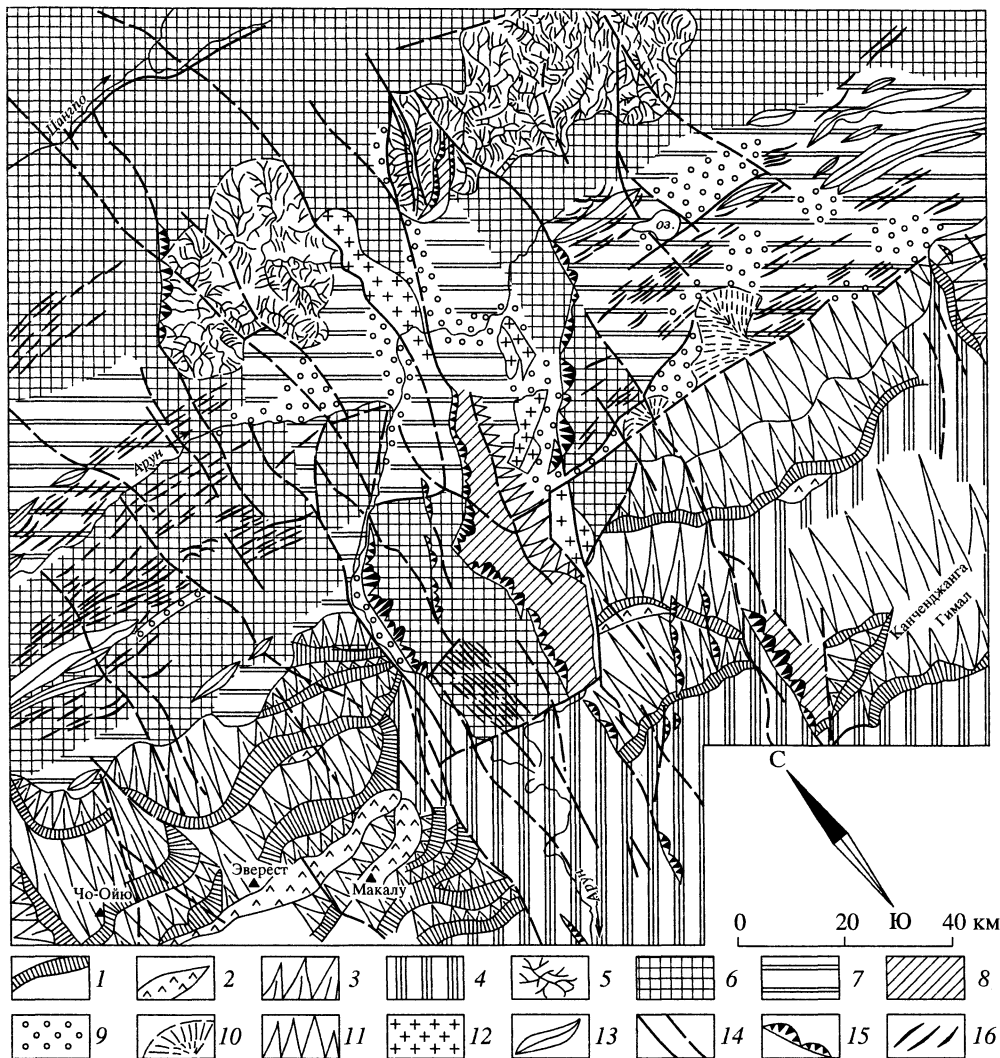


Рис. 5. Геоморфологическая ситуация севернее Эвереста и Канченджанги по дешифрированию космоснимка

Поднятия – гималы: 1 – их южные фронтальные стенки, 2 – линейные горсты, 3 – северные покатые крылья, 4 – пьедестальная ступень Высоких Гималаев; 5 – участки со сложной сетью скелетных междуречий – выходы гранитных массивов; ступени в Трансгималаях: 6 – высокие, 7 – низкие; 8 – наклонные поверхности; 9 – впадины; 10 – крупные конусы выноса; 11 – предгорные пологонаклонные равнины; 12 – узкие горные массивы типа шовных горстов; 13 – узкие моноклиальные гряды; 14 – разломы, в том числе 15 – сбросовые уступы; 16 – моноклиальные гряды

дают наклонные на север куэстообразные хребты и горные массивы (рис. 7), в общем подобные наклонным блокам северной части пьедестальной ступени Высоких Гималаев. Согласованность их морфологии с залеганием осадочных комплексов Тетиса, перекрывающих погруженную окраину Индостанского кратона, говорит скорее о том, что эти поднятия, возможно, представляют собой выдвинутые на юг моноклиальные пластины. Этому выдвиганию в условиях тектонического сжатия способствовало наличие обращенного на север тылового контрфорса в виде структурного шва Цангпо-Инда.



Рис. 6. Южные фронтальные стенки поднятий – гималов в Высоких Гималаях: Лангтанга (1), Чо-Ойю (2), Эвереста (3) и Канченджанги (4)
Рисунки по фотографиям

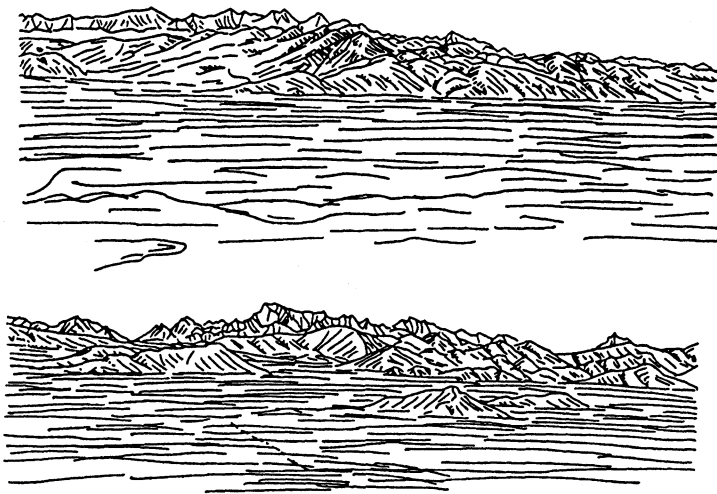


Рис. 7. Виды Трансгималаев у дороги из Катманду в Лхасу. Рисунки по фотографиям

Восточнее 88° в.д. к куэстоподобным поднятиям в Трансгималаях добавляются сводовые формы с хорошо выраженными плавными периклиналями. Судя по результатам дешифрирования космических снимков и геологической карте [2], в центральных частях этих поднятий залегают крупные гранитные интрузии, испытывающие автономные воздымания ("всплывание"), для чего их вертикальные размеры должны составлять не менее 12–15 км (а фактически до раздела Конрада), также им необходима монолитность, как геологических тел. Если наши соображения верны, то на таких участках литосфера Трансгималаев тектонически не расслоена на глубину до раздела Конрада. К тому же наклонные блоки распространены либо в южной полосе этой части Трансгималаев, либо вблизи контрфорса Цангпо-Индской сутуры (структурного шва). Западнее 84° в.д. Трансгималаи практически редуцируются или сменяются пологонаклонными на север скатом, частично представляющим предгорные (пьедестальные) наклонные равнины (рис. 1).

Цангпо-Индский структурный шов в тектоническом рельефе также лучше всего выражен на востоке от 84° в.д. Главные его элементы – это узкие продольные долины-грабены, или впадины, вдоль р. Цангпо и ее притоков и располагающиеся между ними линейные горсты, или глыбовые поднятия. Детальная их характеристика выходит за рамки нашей статьи, как, впрочем, и тектонического рельефа Южного Тибета, где господствуют крупные поднятия в основном прямоугольной формы и меньшие по размерам преимущественно вытянутые межгорные впадины. Если взглянуть на север за рамки представленной карты тектонического рельефа (рис. 1), то видно существенное значение систем субмеридиональных впадин и сопровождающих их поднятий, во-первых, как бы наложенных на субширотную ориентировку большей части форм тектонического рельефа и, во-вторых, явно продолжающих на север основные поперечные гималайские проходы, разделяющие это горное сооружение по простиранию на отдельные секции, каждой из которых свойственны свои особенности новейшей структуры.

В Непальских Гималаях крупнейшими поперечными проходами являются Мустанга, Трисули-Багмати и Арун. В той или иной мере они пересекают все горное сооружение, хотя иногда и прерываются по простиранию. Арунский проход наиболее хорошо выражен и рассекает Гималаи в виде сложно устроенного понижения тектонического рельефа, в которое дополнительно врезана долина одноименной реки. И на карте тектонического рельефа (рис. 1), и на космоснимках (рис. 5) видна сложная

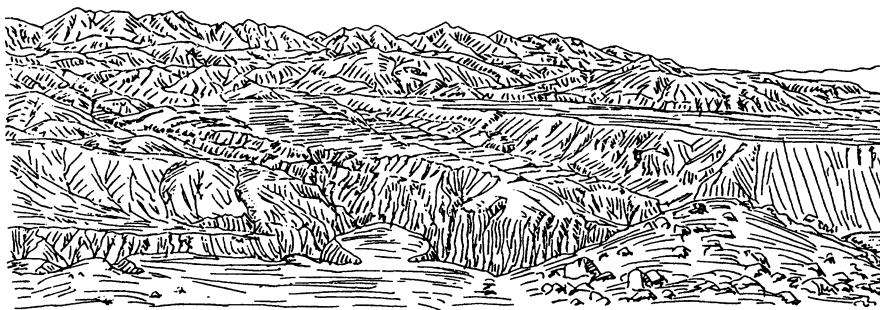


Рис. 8. Впадина Мустанга с инверсионно поднятым и расчлененным дном и сопровождающее ее поднятие Мустанг Гимала на заднем плане

Рисунок по фотографии

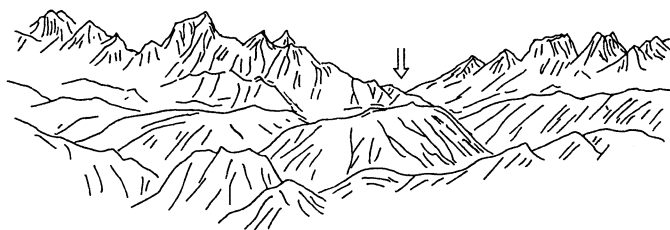


Рис. 9. Поперечный проход (показан стрелкой) в Высоких Гималаях между Лангтангом (слева) и Ролвалин Гималом (справа), освоенный долиной р. Бхоте-Коси (вид с юга)

система линеаментов, пересекающая Гималаи и структурный шов Цангпо-Инда и простирающаяся далее на север в Южный Тибет. На геологической карте [3] вдоль Аруна на его пересечении Гималаев показано крупное эрозионное окно в верхнем аллохтоне, однако геоморфологическая ситуация говорит о том, что это весьма упрощенное представление о действительном характере Арунского поперечного линеамента. В его состав входит своеобразное поднятие треугольной формы в виде комбинации тектонической ступени и наклонного горста. Позиция поднятия такова, что оно также может быть отнесено к Высоким, или к Тибетским Гималаям; на рис. 5 показано последнее решение. Точно такие же формы сопровождают и поперечные проходы Мустанга и Трисули-Багмати. Первый из них примечателен тем, что в северной части он представляет собой поперечную впадину, выполненную неогеновыми отложениями, днище которой инверсионно поднято и подвергалось эрозионному расчленению (рис. 8).

Оба указанных выше поперечных прохода хорошо выражены в Трансгималаях и в Высоких Гималаях. Проход Мустанга теряется в Махабхарате, а проход Трисули-Багмати слабо выражен севернее долины Катманду. Зато Махабхарат он пересекает в форме широкого понижения со ступенчатым восточным крылом; эта ситуация хорошо видна из долины Катманду.

Тот факт, что поперечные проходы пересекают Гималаи и продолжаются в Тибет, указывает, что эти формы имеют глубинную природу, и разломы, их составляющие, определенно рассекают гималайские аллохтоны. Но в Гималаях можно наблюдать много поперечных линеаментов и меньшей протяженности. В Высоких Гималаях они в виде сквозных понижений разделяют отдельные поднятия – гималы (рис. 9) и, видимо, возникают в верхнем аллохтоне под влиянием его дифференцированного перемещения на юг.

Восточнее Арунского прохода в тектоническом рельефе Гималаев становится существенным значение линеаментов северо-восточного простирания, нередко косо рассекающих все горное сооружение. По-видимому, эти разломы связаны с таковыми Индостанского щита, например, наблюдаемыми на его северном склоне в виде сопряженных линейных понижений и узких горстов, погружающихся под осадки Индо-Гангского передового прогиба южнее Аллахабада и Варанаси и являющихся продолжением рифта Нармада [22].

Цокольная поверхность Непальских Гималаев

Общая морфология цокольной (базисной) поверхности Гималаев однообразна – это крупнейший на Земле крутой скат, располагающийся в интервале высот от 100–300 и до 5000 м (рис. 2). Гималаи не играют сколько-нибудь заметную водораздельную роль. Главный водораздел в этом регионе располагается в Южном Тибете, но его позиция не выражена в рельефе цокольной поверхности: линия водораздела приурочена к ее пологим скатам. Все это говорит о крайней молодости деформаций, создавших Гималаи и Тибет как высочайшие горные сооружения. При этом максимальные градиенты ската цокольной поверхности свойственны полосе Высоких Гималаев (рис. 2).

На поперечных профилях хорошо видны детали морфологии цокольной поверхности в Гималаях и Южном Тибете и их соотношения с тектоническим рельефом (рис. 2, 3). В Тибете мы видим постепенное снижение цоколя гор к долине р. Цангпо. Южнее располагается ступень, соответствующая Трансгималаям и затем крутой скат в Высоких Гималаях. В Низких Гималаях наклон цоколя гор выполаживается, а в Сивалике базисная поверхность принимает практически горизонтальное положение. Следует обратить внимание на структурный мыс цокольной поверхности в Трансгималаях восточнее 88° в.д., где появляются сводовые изгибы, не является ли это тоже следствием насыщенности литосферы породами малой плотности?

В морфологии цокольной поверхности Гималаев важны две особенности. Первая – это крутой ее скат в Высоких Гималаях, который, как выше сказано, можно интерпретировать как результат общей флексуобразной фронтальной деформации гималайских аллохтонов во время становления горного сооружения. Вторая особенность – это наличие общих волнообразных изгибов ската цокольной поверхности вдоль горного сооружения. Видимо, это является указанием на существование своеобразных продольных "волн деформаций", которые и определяют деление Гималаев на секции, разграниченные поперечными линеаментными проходами. Это явление еще требует своего осмысления.

Важно еще одно обстоятельство. Столь высокий и крутой скат цоколя гор в Гималаях сам по себе должен обладать существенной геодинамической ролью. Определенно он обуславливает гравитационную неустойчивость верхних частей литосферы, и потому мы должны ожидать отражения в морфотектонике и молодой геодинамике этого горного сооружения структурных следствий гравитационной тектоники в духе представлений Р. ван Бемелена [23], в особенности в южной, фронтальной части Гималаев.

Морфогеодинамика Гималаев

Традиционное представление о молодой геодинамике Внутренней Азии – это сближение литосферных плит, формирование полосы их внутриконтинентальной коллизии и подвиг Индостанского субконтинента под Тибет-Гималаи [24]. Броскость и привлекательность этой гипотезы как бы затуманивает одно обстоятельство – несоответствие причины и следствия, ибо перемещающийся на север Индостанский субконтинент создает значительно превышающую его по размерам коллизионную систему. К тому же положение очагов глубокофокусных землетрясений в Тибет-Гималайском регионе и его окружении [25–28] никак не указывает на субдукцию

Индостанского субконтинента под Гималаи. Следовательно, необходим поиск иных решений, создания других геодинамических моделей. Каковы же они могут быть?

Эту ситуацию я рассматриваю в специальной статье и здесь уместно упомянуть о главном в ней выводе: во Внутренней Азии взаимодействуют не литосферные плиты (вернее их взаимодействие есть частный случай общего), а крупные коромантийные блоки или сектора Земли с вертикальными размерами более 1000 км и сложенные породами повышенной плотности – в рельефе поверхности геоида они выражены Индоокеанско-Азиатской полосой понижений поверхности геопотенциала. На этом общем фоне разыгрывается многогранный "спектакль" гималайской орогении, главными особенностями которой являются:

1) общая неизостатическая природа воздыманий, отсутствие единого цокольного поднятия, обстановка поперечного горизонтального сжатия в условиях сближения гигантских коромантийных блоков, тектонического расслоения и сучивания литосферы;

2) одновременное перемещение нескольких надвиговых пластин, доэрозионная и синэрозионная фазы их смещений, складчатые деформации аллохтонов между (?) этими фазами, большое распространение послонных перемещений моноклинальных пластин;

3) поддвиг Индостанского субконтинента и формирование внутриконтинентального Сиваликского аккреционного клина;

4) контрфорс Цангпо-Индского структурного шва (сутуры), перед которым происходит сучивание аллохтонных пластин и клиньев дробящейся окраины кратона;

5) гравитационная неустойчивость верхней части литосферы на крутом и высоком скате цоколя гор;

6) автономные воздымания ("всплывания") гранитных массивов в Трансгималаях.

Во всем этом Цангпо-Индский структурный шов имеет особенное значение. Он разделяет систему внутриконтинентальной коллизии коромантийных секторов Земли на две неравные части с различным стилем морфотектоники. Гималайская ситуация северней структурного шва не повторяется. Здесь располагается во многом еще загадочный во всех отношениях Тибет и далее на север системы так называемых "гобийских" гор (по Н.А. Флоренсову [29]) от Алтынтага до Русского Алтая и Тувы. Гималаи, конечно, являются уникальным на Земле горным сооружением, но тем не менее и по отношению к ним возможны геодинамические сопоставления с другими регионами, и в первую очередь с Загросом, имеющим сходную позицию.

И Гималаи, и Загрос составляют южные крылья частей Средиземноморского молодого подвижного пояса [19] и располагаются севернее соответственно Индостанского и Аравийского субконтинентов, перемещающихся также на север. Сходны их геологические структуры: опущенные края кратонов, перекрытые толщами длительно формировавшихся комплексов пассивных континентальных окраин и северные их ограничения в форме сутур. Но Гималаи высоко подняты, и в них на поверхность выведены породы фундамента. Обусловлено это тем, что амплитуда перемещения Индостанского субконтинента на север превышает таковую Аравийского субконтинента примерно на 1000 км. И в этой ситуации главное то, что, сравнивая молодую орогению Гималаев и Загроса, мы, в сущности, имеем возможность наблюдать единый процесс тектонического сучивания литосферы в разных эрозионных срезах: приповерхностная складчатость в комплексе соленосных отложений пассивной континентальной окраины в Загросе и тектоническое сучивание посредством одновременно перемещающихся аллохтонных пластин и клиньев на инверсионно поднятом краю кратона в Гималаях.

Другое направление для сопоставлений обусловлено существенным морфологическим сходством Гималаев, во-первых, с Южноамериканскими Андами (оно как бы переходит в сходство Тибета и Альтиплано) и, во-вторых, с поднятиями островных дуг. Столь разнонаправленные структурные и морфологические параллели указывают на весьма сложную природу гималайской орогении.

1. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 252 с.
2. Геологическая карта Китая. М-6 1:5000000. Пекин: Геол. изд-во, 1990. (На кит. яз.).
3. Geological Map of Nepal. Scale 1:1000000. Kathmandu: 1994.
4. *De Celles P.G., Gehrels G.E., Quade J. et al.* Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the Kinematik history of the Himalayan fold-thrust belt, western // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1998. V. 110. № 1. P. 2–21.
5. *Saklani P.S.* Deformation and Tectonism of Mukhem Area, Lesser Himalaya. *Tectonic Geol. of the Himalaya.* New Dehli: Today and Tomorrow's Printers & Publishers, 1978. P. 15–42.
6. *Valdiya K.S.* Geology of Kumaun Lesser Himalaya. Dehradun: Wadia Inst. Himalayan geology, 1980. 291 p.
7. *Iwata S.H., Sharma T., Yamanaka H.* A premilinary report on geomorphology of Central Nepal and Himalayan Uplift // *J. Nepal Geol. Soc.* 1984. V. 4. P. 141–149.
8. *Kimura K.* Late Quaternary Morphotectonics of the Hetauda Dun Nepal Sub Himalaua // *J. Nepal Geol. Soc.* 1995. V. 11. Special issue. P. 225–235.
9. *Kizaki K.* Recent Tectonics in Nepal Himalayas; A. Syntesis // *J. Nepal Geol. Soc.* 1995. V. 11. Special issue. P. 131–140.
10. *Mezaki Sh., Yabiku M.* Channel Morphology of the Kali Gandaki and the Narayani rivers in Central Nepal // *J. Nepal Geol. Soc.* 1984. V. 4. Special issue. P. 161–176.
11. *Nakata T., Iwate Sh., Yamanaka H.* Tectonic landforms of several active faults in Western Nepal Himalayas // *J. Nepal Geol. Soc.* 1984. V. 4. P. 177–200.
12. *Yamanaka H., Iwata Sh.* River terraces along the Middle Kali Gandaki and Marsyadi Khola Central Nepal // *J. Nepal Geol. Soc.* 1982. V. 2. P. 95–111.
13. *Yoshida M., Arita K.* On the Siwalics observed along some routes in Central Nepal // *J. Nepal Geol. Soc.* 1982. V. 2. P. 59–66.
14. *Mugnier J.-L., Mascle G., Faucher Th.* La structure des Siwaliks de l'Ouest Nepal: un prisme d'accretion intracontinental // *Bull. Soc. Geol. France.* 1992. V. 163. № 5. P. 585–595.
15. *Seeber L., Gornitz V.* River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics // *Tectonophysics.* 1983. V. 92. P. 335–367.
16. *Jaros J., Kalvoda J.* Geological Results of the Czechoslovak Makalu Expedition // *Himalayan Geol.* 1976. P. 176–196.
17. *Javos J., Kalvoda J.* Quaternary Relief Truists in the Himalaya, East Nepal // *Tectonic Geology of the Himalaya.* New Dehli: Today and Tomorrow's Printers & Publishers. 1978. P. 167–219.
18. *Kalvoda J.* Geomorphological Record of the Quaternary Orogeny in the Himalaya and the Kara-Koram. Amsterdam: Elsevier, 1992. 360 p.
19. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
20. *Bashyal R., Delcaillau B., Herail G., Mascle G.* Thrusting and Orogenesis: The Himalayan Front in Central Nepal // *J. Nepal Geol. Soc.* 1989. V. 6. P. 1–9.
21. *Saijo K., Kimura K., Dongol G. et al. Tamatsubara T., Yagi H.* Active Faults in Southwestern Katmandu Basin, Central Nepal // *J. Nepal Geol. Soc.* 1995. V. 11. Special issue. P. 217–224.
22. *Virdi N.S.* On the geodynamic significance of megalineaments in the Outer and Lesser regions of Western Himalay // *Himalayan Geology.* Dehra Dun: Wadia Institute Himalayan Geol. 1979. V. 9. Part 1. P. 79–99.
23. Беммелен Р. ван. Горообразование. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 104 с.
24. *Molnaz P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // *Science.* 1975. V. 189. P. 419–426.
25. Горшков Г.П. Изучая землетрясения // *Природа.* 1968. № 1. С. 33–39.
26. *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's Printers & Publishers, 1989. P. 147–162.
27. *Gupta H.K.* Some seismological observations and tectonics from Hindu Kush to Burma region // *Himalayan Geology.* Dehli: Wadia Inst. Himalayan Geol. 1974. V. 4. P. 465–480.
28. Lithospheric Dynamics Atlas of China // Chief Ed. Ma Xingyuan. Beijing, China: Cartographic Publishing House, 1989.
29. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // *Геотектоника.* 1965. № 4. С. 3–14.

Tectonic relief of the Nepalian Himalaya is characterizes in comparison with its geologic structure. The origin of the mountain system of Himalaya – the largest orogene – is determined by several geodynamic factors, of which the interaction of lithosphere blocks in the Indo-Asian segment of the Earth is the main.

УДК 551.435.38(235.243)

© 2000 г. Ю.В. ЕФРЕМОВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН В НЕПАЛЬСКИХ ГИМАЛАЯХ

Происхождение, распространение и динамика озерных водоемов в Гималаях в отечественной литературе ранее не рассматривались. Исследование озер в Непальских Гималаях проводится эпизодически отдельными экспедициями с целью выделения среди них потенциально опасных прорывных ледниковых водоемов [1–4]. Известно, что некоторые ледниковые озера прорывались и их водные массы формировали катастрофические селевые паводки [4]. Яркий пример тому – прорыв озерного водоема, примыкающего к леднику Лангмоче в бассейне р. Дуд-Коси (Центральные Гималаи) в 1985 г. При этом сформировался катастрофический селевой паводок, ставший причиной разрушения гидроэлектростанции вблизи села Тама (Соло-Кхумбу), некоторых домов, смыва части трекинговой тропы и уничтожения сельскохозяйственных полей [5].

В данной работе рассматриваются закономерности формирования озерных котловин средне- и высокогорной частей Центральных и Восточных Гималаев в пределах королевства Непал. За основу приняты материалы полевых исследований автора в 1998–99 гг. и анализ топокарт м-ба 1 : 50000, составленных по аэрофотоснимкам 1992 г. и изданных Департаментом геологии и геоморфологии Его королевского величества правительства Непал при содействии правительства Финляндии.

На рассматриваемой территории на 1999 г. учтено 667 озерных водоемов общей площадью 414.2 км² (без учета временных водоемов, расположенных на ледниках и кратковременно возникающих при лавинно-селевой деятельности). При этом следует отметить, что количество ледниковых озер и их суммарная площадь могут изменяться в ту или иную сторону в зависимости от колебания положения конца языка. Большая часть озер имеет площадь от 0.01 до 0.05 км² (55.4% от общего количества и 1.7% от площади водной поверхности).

Наряду с малыми водоемами встречаются и более крупные озера на северном склоне Гималаев (Южный Тибет): Пельку-Чо (265 км²), Соло-Чамлинг (58.8 км²), Хару-Очен (21.6 км²), на южном склоне Гималаев это Чо-Ролпа (1.39 км²), Ческам (0.82 км²), Имджа-Чо (0.76 км²).

Формы озерных котловин очень разнообразны. Для изучения их морфологии использовались некоторые батиметрические планы наиболее хорошо изученных прорывоопасных озер, а также морфометрические показатели, прочно вошедшие в практику озерных исследований [6]. К их числу относятся: отношение длины озера к его средней ширине ($1/B_{cp}$) – удлиненность, отношение средней ширины к наибольшей (B_{cp}/B_{max}) – компактность, отношение длины береговой линии к длине окружности равновеликого озеру круга ($0.28 L/Vc$) – развитие береговой линии.