

УДК 551.4 (54)

В. А. НИКОЛАЕВ

ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ИНДОСТАНА

Проблемы происхождения и возраста поверхностей выравнивания полуостровной глыбы Индостана рассмотрены параллельно с морфоструктурным анализом территории. Отмечается большая древность речных долин и связь их с региональными разломами. Береговые линии Индостана свидетельствуют о колебаниях уровня океана и тектонических подвижках побережья в плейстоцене. Предложена морфоструктурная классификация рельефа.

Изучение рельефа Индостана представляет немалый интерес как для региональной, так и теоретической геоморфологии. На примере полуостровной Индии могут быть поставлены и решены многие вопросы структурной и климатической геоморфологии, палеогеоморфологии и др. К сожалению, геоморфологическая изученность полуострова еще далеко недостаточна.

Настоящей статьей автор хотел бы привлечь внимание читателей к некоторым проблемам геоморфологии Индостана. В статье использованы не только литературные и картографические источники, но в первую очередь материалы личных наблюдений, собранные во время научной командировки в Индию.

Полуостровная глыба Индостана уже с конца протерозоя характеризовалась устойчивым платформенным режимом. Преобладающие тектонические поднятия этого обломка древней Гондваны обусловили весьма слабое развитие на платформе осадочного чехла, приуроченного главным образом к локальным впадинам (куддапахским, виндийским и гондванским) и явное господство денудационного рельефа.

В условиях весьма активного проявления мезо-кайнозойской глыбовой и сводово-глыбовой тектоники кристаллического щита в сочетании с мощными лавовыми излияниями в Деканской впадине происходила деформация и расчленение древних денудационных поверхностей и формирование новых. В итоге рельеф Индостана приобрел отчетливо выраженный ярусный характер. Система геоморфологических уровней отражает определенную цикличность его развития. В связи с этим одной из важнейших в геоморфологии полуострова является проблема поверхностей выравнивания. Ей посвящен ряд работ индийских геоморфологов (Acharya, 1962; Bagchi, Gupta, 1958; Deshpande, Honrao, 1954; Sen, 1960; Sita, 1954; Vaidyanadhan, 1964), в которых описываются поверхности выравнивания различных районов полуострова. Обобщающей сводки по данному вопросу пока нет.

Наиболее древней в современном рельефе Индостана можно считать мезозойскую (юрско-меловую) поверхность. Она сформировалась до начала излияний траппов на Декане. Этим, в частности, обусловлено горизонтальное залегание базальтовых лав на обширных пространствах. На окраинах кристаллического щита, в Бенгальской и Деканской впадинах, мезозойский пенеплен, видимо, смыкался с аккумулятивными равнинами, на которых формировались юрско-меловые озерно-аллювиальные отложения, например, слои Ламета, позже перекрытые базальтами (Кришнан, 1954). Указанная полигенетическая поверхность вы-

равнивания фиксирована мощной латеритной корой выветривания, остатки которой местами (например, западнее Хайдерабада) также погребены под траппами (Муратов, 1964) или сохранились на приподнятых участках пенепплена. К последним принадлежат выровненные глыбовые нагорья Нилгири, Пални (2300—2600 м над ур. моря) на юге полуострова, высокое плато Бандипур (1200—1500 м) у северного подножия гор Нилгири, а также плосковершинные останцовые низкогорья в местности Патты (1000—1200 м) на западе плато Чхота-Нагпур.

Значительно шире распространены и лучше сохранились в полуостровной Индии палеогеновые поверхности выравнивания. Они хорошо представлены на обширных цокольных плато — Майсурском и Чхота-Нагпур, с абсолютной высотой 600—1100 м¹. Выработанные в гнейсах, гранитах и кварцитах архея, поверхности выравнивания эоцен-олигоцена перекрыты латеритной корой выветривания, мощность которой обычно не превышает одного—двух десятков метров. Для плато очень характерны резко возвышающиеся останцовые скалистые горы конической формы (так называемые «сахарные головы») и куполовидные гранитные холмы. Их следует рассматривать как отпрепарированный от древней коры выветривания крипторельеф коренного цоколя мезозойского пенепплена. Подобные образования столь же типичны для гранито-гнейсовых пенеппленов влажно-тропической Африки и Восточной Бразилии (Tricart, 1961; Cotton, 1961; King, 1962).

В трапповой области Декана палеогеновая поверхность выравнивания состоит из двух основных уровней. Верхний из них сохранился на плоских останцовых вершинах гребневой части Западных Гхат (1100—1500 м) и может быть датирован конечными фазами излияний базальтов, т. е. эоценом. Ниже, на отметках 800—1000 м, находится выработанный в траппах олигоценовый структурно-денудационный уровень. На западе он оборван грандиозным сбросовым уступом к побережью Конкана, а в восточном направлении, постепенно снижаясь до 600—800 м, сохраняется на водораздельных плоскогорьях типа Балагхат, Аджанта, где венчает останцовые вершины гор.

В бассейнах крупных рек Индостана Маханади, Годавари, Кришны, Тунгабхадры и др., особенно в их среднем и отчасти нижнем течении, господствует миоценовая поверхность выравнивания, со средними высотами от 300 до 500 м. Она выработана как в архейских кристаллических породах, так и на осадочных толщах куддапахских (бассейн Маханади) и гондванских впадин. Вдоль долин Годавари, Бхимы и других рек она прослеживается далеко на запад в глубь трапповой области. Водораздельные участки в указанных речных бассейнах обычно представлены расчлененными до состояния холмогорий и мелкосопочника эоцен-олигоценовыми уровнями. Остальная же часть междуречий имеет характер педипплена, который и образует в основном миоценовый геоморфологический уровень.

Наиболее молодые — плиоцен-раннеплейстоценовые поверхности выравнивания во внутренних районах Индостана развиты сравнительно нешироко. Здесь их составляют высокие цокольные террасы в речных долинах и связанные с ними как с базисом денудации долинные педименты отступающих коренных склонов. Значительно выразительнее и шире молодые поверхности выравнивания представлены на прибрежных равнинах полуострова. Это прежде всего обширные педименты Западных и Восточных Гхат и плато Чхота-Нагпур, полого снижающиеся с отметок 250—300 до 90—100 м и смыкающиеся с абразионными, абразионно-аккумулятивными и аллювиальными террасами. Подобные полигенетические поверхности, как правило, включают «сицилийский» (ран-

¹ Под термином «плато», в настоящее время обычно понимают пластовые морфоструктуры. Здесь это название используется условно, как издавна закрепившееся за высокими кристаллическими пенеппленами Майсура и Чхота-Нагпура.

неплейстоценовый) абразионно-аккумулятивный уровень морских побережий и третьи (четвертые) надпойменные террасы рек. На восточном побережье Индостана и педименты, и террасы этого геоморфологического уровня часто бронированы панцирем железистого латерита, в толще которого близ Мадраса и в Западной Бенгалии обнаружены остатки палеолитических орудий аббевильского, раннеашельского и клектонского типов (Krishnaswami, 1938; Gupta, Dutta, 1961; Ghosh, 1962). Ряд индийских геологов (Кришнан, 1954; Wadia, 1957) связывает указанные латериты «низкого уровня» с одной из наиболее ранних плювиальных эпох плейстоцена, рассматривая их как гидроморфные образования.

Сравнивая древние и молодые поверхности выравнивания Индийской платформы, можно заметить, что условия их формирования со временем заметно изменялись. Если на мезозойских пенепленах латеритное выветривание кристаллического фундамента было очень глубоким и сопровождалось образованием расчлененного крипторельефа типа «сахарных голов», то в палеогене происходила главным образом преобразование погребенного чокколя со всеми его неровностями — как называемая «саванная планация», по терминологии Коттона (Cotton, 1961). Новое же корообразование было значительно слабее. В отличие от мезозойских и палеогеновых пенепленов молодые — неоген-четвертичные поверхности выравнивания развивались в условиях усилившихся поднятий, главным образом за счет процессов педипленизации. К этому времени в центральных районах полуострова еще более ослабели процессы латеритного выветривания и возросла роль аридной денудации, о чем свидетельствуют сравнительно малые мощности (до 3—5 м) коры выветривания на плакорных участках миоценовых денудационных уровней. По-видимому, все это объясняется постепенной аридизацией климата внутренних частей Индостана в кайнозое, сменой влажно-тропических условий семиаридными условиями муссонного типа.

При сравнении поверхностей выравнивания Индостана и других гондванских платформ, главным образом Южной Африки и Восточной Бразилии (King, 1956, 1962), выявляется определенное сходство основных циклов геоморфологического развития этих регионов. Юрско-меловой пенеплен Индостана, скорее всего, соответствует гондванской (и послегондванской), по Л. Кингу, поверхности Южной Африки. Палеогеновые (олигоценые) пенеплены Майсурского плато и Чхота-Нагпура — аналоги «африканской» поверхности выравнивания. Миоценовые педиплены бассейнов рек Маханади, Годавари, Кришны и др. могут быть сопоставлены с уровнем «Носсоб», а плиоцен-раннеплейстоценовые педименты и террасы морских побережий — с поверхностью «Конго» в Африке.

Изучение этапов развития поверхностей выравнивания, их последующего разрушения и деформаций тесно связано с другим важным вопросом геоморфологии Индостана — о роли тектоники в формировании рельефа. Несмотря на большую древность, Индийская платформа в палеозое и особенно в мезо-кайнозое отличалась сравнительно высокой тектонической активностью. Тектонические напряжения в условиях жесткого кристаллического щита проявлялись главным образом в виде глыбовых и сводово-глыбовых движений, нередко весьма большой амплитуды. Примером могут служить деформации, испытанные мезозойской поверхностью выравнивания. На юге Индостана она разбита на несколько разновысотных ступеней и в виде глыбовых нагорий Нилгيري-Пални приподнята до отметок 2500—2600 м. В то же время в области Деканской впадины указанная поверхность значительно опущена, чем далее на северо-запад, тем глубже. Близ бомбейского побережья, где мощность вышележащей трапповой толщи достигает 2000 м (Мура-тов 1964), она лежит на уровне минус 500—700 м. Общее прогибание

впадины, начиная с позднего мела, сопровождалось глубокими разломами фундамента, по которым происходили многократные излияния базальтов. Более спокойное погружение мезозойской поверхности наблюдается по западному борту Бенгальской впадины.

Следующая фаза активизации тектонических движений приходится на начало миоцена, когда единый олигоценевый пенепплен подвергся значительным изгибаниям и дроблению на блоки. Отдельные его участки оказались вовлеченными в глыбовые поднятия Восточных Гхат (до 1500—1600 м) или полого приподняты в западных районах Деканской впадины и на Майсурском плато (до 800—1000 м).

Особенно энергичные разрывные нарушения Индийской платформы, нашедшие яркое отражение в современном рельефе, приходится на начало плиоцена. С этим временем связаны сбросовые дислокации западных и восточных побережий, грабенов Тапти-Нарбады, окраин Чхота-Нагпур и др. Верхний возрастной рубеж денудационно-тектонических уступов Западных и Восточных Гхат определяется прислонением к их подножиям плиоценовых педиментов. По бортам долин-грабенов рек Тапти и Нарбады те же сбросовые уступы обрывают миоценовую поверхность выравнивания, что определяет их нижний возрастной предел.

При сопоставлении орографического плана полуострова с тектоническими структурами фундамента нетрудно заметить, что значительная часть современных нагорий, плато и равнин представляет прямые морфоструктуры, унаследованные еще с докембрия-палеозоя. Такова, например, относительно опущенная обширная равнина бассейна р. Маханади, соответствующая куддапахской впадине, заполненной верхнепротерозойскими осадочными толщами; или долина Средней Годавари, строго ограниченная гондванской (палеозой-нижнемезозойской) грабенообразной впадиной. Унаследованность гондванских грабенов в современном рельефе еще ярче проявилась на северо-западе Деканской впадины, где молодые (плиоцен-четвертичные) долины-грабены рек Нарбады и Тапти совпадают с палеозойскими, хотя последние погребены под мощной толщей траппов. Даже в восточной, наименее опущенной части грабена Нарбады, по данным У. Уэста (West, 1962), амплитуда сбросовых смещений подошвы траппов достигает 225 м.

Вместе с тем для Индийской платформы столь же характерны обращенные морфоструктуры. Это прежде всего пластовые низкогорья Налламалай и Великонда (с северо-западу от Мадраса), сформировавшиеся в кайнозое на месте докембрийской куддапахской впадины. Обращенной морфоструктурой представляется система гор Махадео, сложенных гондванской серией, и трапповых гор Сатпура, расположенная на месте палеозойского (гондванского) прогиба по линии Нарбада — Сон и обрезанная на северо-северо-западе грабеном Нарбады. Невысокие горы Виндхья, лежащие севернее, также находятся в области платформенной впадины. На западе они перекрыты лавами мезо-кайнозоя, а в восточной части сохраняют пластовую структуру докембрийского — виндийского осадочного чехла. Наконец, обращенной можно считать морфоструктуру трапповой части Западных Гхат, вздернутых в неоген-четвертичное время по разлому вдоль западного побережья до отметок 1500—1600 м, тогда как кристаллический фундамент платформы здесь глубоко опущен. Все названные обращенные морфоструктуры низкогорий непосредственно примыкают к районам молодых (неоген-четвертичных) блоковых опусканий и, очевидно, сопряжены с ними.

Интересно заметить, что некоторые молодые сбросовые дислокации Индостана секут вкрест ряд смежных разнородных структур фундамента, как бы несогласно накладываясь на них. Наиболее показателен в этом отношении региональный разлом, идущий вдоль западного побережья, полуострова (у подножия Западных Гхат), который пронизывает как области кристаллического щита, сложенные Дарварской и Во-

сточно-Гхатской системами архея, так и Деканскую трапповую впадину мезокайнозоя.

Наличие наряду с прямыми обращенных морфоструктур несколько отличает Индийскую платформу от других платформ, составлявших древнюю Гондвану. На платформах Африки и Бразилии, по Ф. Дикси (1959), Ю. А. Мещерякову (1965) и др., почти повсеместно господствуют прямые морфоструктуры, нередко сохраняющиеся с докембрия. В Индостане эта характерная черта гондванских платформ выражена значительно слабее, что, возможно, объясняется соседством Индийской глыбы с альпийской складчатой зоной. Кайнозойские тектонические напряжения в области Гималаев, безусловно, не могли не отразиться на морфоструктурном плане полуострова. В целом же древние дислокации кристаллического фундамента Индостана, особенно разломы и флексуры, как и на других гондванских платформах, продолжают жить до наших дней и определяют важнейшие черты рельефа.

Значительной древностью отличаются многие речные долины полуострова, как правило, совпадающие с региональными разломами, грабенами и тектоническими мульдами. В области кристаллического щита большинство современных долин, бесспорно, существовало уже в палеогене, а скорее всего, значительно ранее. Примером могут служить «дряхлые» долины олигоценовых пенепленов Майсурского плато и Чхота-Нагпур. Позже углубившаяся долинная сеть стала базисом развития миоценовых педиленов. В результате активизации тектонических движений в неоген-четвертичное время некоторые молодые поднятия, низкотеррасы и высокие плато были рассечены глубокими долинами прорыва antecedentного характера. Древние, но испытывавшие недавнее омоложение долины, с врезанными меандрами в скалистых берегах, водопадами и порогами можно видеть на расчлененных склонах плато Чхота-Нагпур, в Западных и Восточных Гхатах, на окраинах Майсурского плато, в районе Хайдарабада и других частях полуострова. Хороший пример antecedentного вреза — долина р. Пеннера, прорывающаяся к Бенгальскому заливу через хребты Налламалай и Великонда. Наличие у рек Индостана многочисленных долин прорыва создает весьма благоприятные геолого-геоморфологические возможности для строительства как крупных гидроузлов, подобных Хиракудскому на реке Маханади, Кришнарадже на реке Кавери, так и систем мелких водохранилищ (танков), используемых для ирригации.

Немалый геоморфологический и палеогеографический интерес представляют береговые равнины Индостанского полуострова. Помимо плиоцен-раннечетвертичных педиментов, лежащих у подножия денудационно-тектонических уступов Западных и Восточных Гхат, здесь, отмечается серия разновозрастных морских террас. Лучше сохранились и почти повсеместно распространены самые молодые аккумулятивные террасы, поднятые над уровнем океана на 2—5 и 8—10 м. Они сложены песками, ракушечниками, иногда мертвыми коралловыми постройками (например, близ Бомбея). Особенно характерны надводные коралловые террасы на Андаманских и Никобарских островах (Oldham, 1885; Sewell, 1935). Наиболее низкую (2—5 м) береговую линию Ш. П. Чаттерджи (Chatterjee, 1961) предлагает именовать «Конканской», более высокий 10-м уровень назван «Камбейским». Учитывая хорошую выдержанность высоты молодых морских террас как на западном, так и восточном побережьях, можно считать их прямыми свидетелями эвстатического подъема уровня вод океана двух трансгрессивных эпох, которым в Европе соответствуют фландрская (ниццкая) и позднемонастирская морские террасы (Цейнер, 1963).

Хуже сохранились более древние береговые линии. На западном побережье они развиты в районах близ Бомбея, Мангалора, а на восточном — в окрестностях Мадраса-Пондишери. Детальное геологическое и

палеонтологическое изучение морских осадков, слагающих террасы, до сих пор не произведено. В связи с этим их датировка пока основывается главным образом на геоморфологических данных. На берегах Бомбейского залива нам удалось проследить абразионные террасы и береговые линии на высотах 14—18, 27—33, 50—60 м. Южная часть г. Бомбея расположена на террасе высотой около 12—15 м. Ряд островов в заливе имеет плоскую абрадированную поверхность на высоте около 30 м над уровнем моря. На склонах о. Элефанта наблюдаются все три указанных террасовых уровня. Судя по данным Ш. П. Чаттерджи, на других участках побережья береговые линии отмечены на сходных высотах. Предположительно (снизу вверх) их можно сопоставить со следующими морскими террасами Средиземноморья: монастырской (тиррен II), тирренской (тиррен I), милацкой.

Наиболее высокая сицилийская морская терраса с отметками от 80 до 100 м, как уже отмечалось, смыкается с денудационными плиоцен-раннеплейстоценовыми педиментами и датирована археологическими находками (аббевиль, ранний ашель).

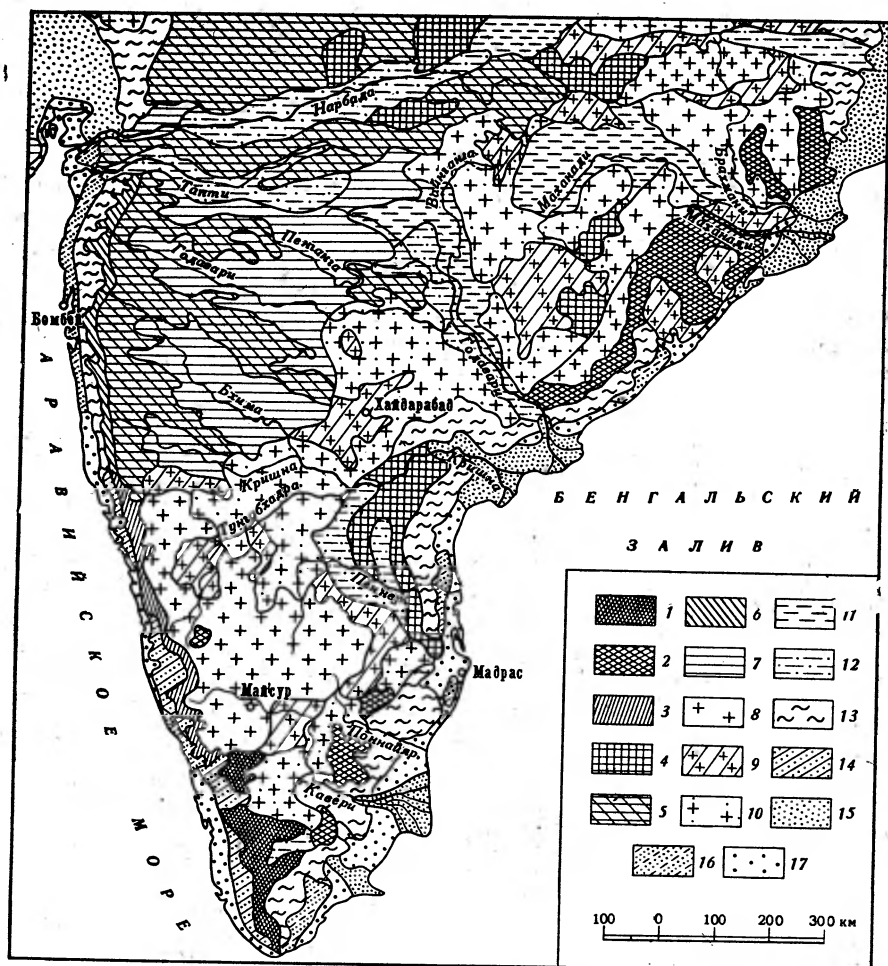
Береговые линии древних морских трансгрессий довольно редко непосредственно примыкают к подножию прибрежных гор. Как правило, их разделяет наклонная поверхность педимента, полого поднимающаяся от 80—100 до 200—250 м. Поэтому основания современных уступов Западных и Восточных Гхат в большинстве случаев не являются отмершими абразионными клифами, как полагали, ранее, а имеют денудационно-тектоническое происхождение.

При дальнейшем изучении морских террас Индостана, очевидно, следует обратить особое внимание на степень их тектонической деформированности, что позволит более определенно говорить о новейших движениях побережий Индостана. Судя по преобладанию рiasового типа расчленения берега и наличию глубоких эстуариев в устьях рек, побережье Конкана в трапповой области (Деканская впадина) испытывает унаследованное опускание. Другие побережья Индостана (Канара, Керала, Коромандельский берег), расположенные на окраинах кристаллического щита, медленно поднимаются. Им свойственны преимущественно лагунные берега, сформировавшиеся в позднем плейстоцене-голоцене. На восточном побережье с лагунными участками сочетаются выдвинутые дельты крупных рек полуострова — Маханади-Брахмани, Годавари-Кришны, Кавери.

Помимо надводных береговых линий, оставленных трансгрессиями океана, близ побережий Индостана отмечены следы плейстоценовых регрессий. О них свидетельствуют, в частности, подводные долины Инда и Ганга, которые прослеживаются в пределах почти всего шельфа (Guilcher, 1958; Islam, 1959; Chatterjee, 1961). Предполагается, что долины сохранились со времени глубокой регрессии океана в последнюю ледниковую эпоху, когда уровень морских вод понижался не менее чем на 90—100 м против современного.

Имеются признаки незначительной голоценовой регрессии океана, за которой последовала современная трансгрессия: затопленный лес из *Asacia catechu* на восточном берегу Бомбейского острова, несколько древних храмов Махабалипурама (восточное побережье южнее Мадраса), оказавшихся в настоящее время на дне Бенгальского залива и др. Подобная регрессия, видимо, очень недавняя, может быть сопоставлена с эвстатической фанагорийской регрессией Черного моря (Федоров, 1963).

Большие задачи предстоит разрешить в области геоморфологического картографирования Индии. Пока сделаны лишь первые шаги. Многочисленные, но разрозненные геоморфологические карты и схемы по отдельным районам можно встретить в работах различных исследователей. Отсутствуют единая классификация рельефа и унифицированные легенды геоморфологических карт.



Геоморфологическая карта Индостана

Глыбовые горы докембрийского кристаллического щита: 1 — слабообсеченные горстовые нагорья, Mz — Pg ($H=1500-2600$ м); 2 — горстово-эрозийные нагорья, Pg — N₁ ($H=1000-1600$ м); 3 — асимметричные сбросово-эрозийные горы, Pg — N ($H=800-1500$ м). Глыбовые низкогорья позднепротерозойских и палеозойских платформенных впадин: 4 — платовые структурно-денудационные плоскогорья, Pg — N₁ ($H=600-1000$ м). Лавовые горы и плато: 5 — асимметричные сбросово-эрозийные трапповые низкогорья, Pg — N ($H=900-1600$ м); 6 — столово-ступенчатые структурно-денудационные трапповые плоскогорья и плато, Pg — N ($H=600-900$ м); 7 — структурно-денудационные трапповые плато и равнины, N ($H=300-700$ м). Плато и равнины докембрийского щита: 8 — остаточно-денудационные (пенепленизированные) покровные плато, Pg ($H=600-1100$ м); 9 — те же плато, вторично расчлененные, — эрозийно-тектонические низкогорья и холмогорья, Pg — N ($H=до 1000$ м); 10 —

остаточно-денудационные покровные равнины — педиплены, N₁ ($H=300-600$ м). Равнины платформенных впадин: 11 — структурно-денудационные равнины, преимущественно педиплены, N₁ ($H=200-500$ м); 12 — денудационно-аккумулятивные равнины долин-грабен и долин, наследующих палеозойские прогибы, N — Q ($H=100-300$ м). Равнины краевых зон тектонического погружения платформ: 13 — эрозийно-денудационные покровные равнины — подножий — педименты, N₂ — Q₁ ($H=100-250$ м); 14 — делювиально-пролювиальные (латеритные) равнины предгорий, N₂ — Q ($H=80-250$ м); 15 — аллювиальные и дельтово-аллювиальные равнины, Q ($H=до 70-100$ м); 16 — абразионные, отчасти аккумулятивно-абразионные морские равнины-террасы, Q₁₋₃ ($H=15-80$ м); 17 — абразионно-аккумулятивные морские и аллювиально-морские террасы, Q₂₋₄ ($H=до 30-50$ м).

Примечание: H — средняя высота рельефа над уровнем моря; Pg — N, N₂ — Q — возраст рельефа.

В связи с проблемой геоморфологического картографирования встает вопрос о принципах классификации рельефа Индостана. Представляется весьма целесообразным использовать при этом богатый опыт советских геоморфологов, создавших немало хороших образцов морфоструктурных и морфогенетических геоморфологических карт, легенды которых построены на глубоко продуманной классификации рельефа.

Предлагаемая ниже обзорная геоморфологическая карта Индостана (рисунок) основывается прежде всего на морфотектоническом прин-

ципе разделения единой геотектуры Индийской платформы. Исходя из этого принципа, возрожденные глыбовые горы Индостана разделяются на две основные морфоструктурные категории: а) горы докембрийского кристаллического щита с господством прямых морфоструктур (например, Нилгири, Пални, Кардамоновы, Шеварой) и б) пластовые горы позднепротерозойских и палеозойских платформенных впадин, характеризующиеся обращенными морфоструктурами (например, Наллама-лай, Великонда, Махадео, Виндхья). Аналогично разделение денудационных плато и равнин на цокольные, с кристаллическим основанием (Майсурское плато, Чхота-Нагпур, равнины рек Кришны, Тунгабахдры, Вайнганги и др.) и пластовые, развитые на платформенном осадочном чехле (равнины бассейна р. Маханади и др.). В особую морфоструктурную категорию выделены структурно-денудационные лавовые плато и плоскогорья Деканской впадины, осложненные молодой глыбовой тектоникой. Сюда относятся трапповые горы Западных Гхат, Аджанты, Балагхат, трапповые плато и др. Прямые, унаследованные с палеозоя морфоструктуры тектонических долин рек Средней Годавари, Тапти, Нарбады и др. объединяются в группу денудационно-аккумулятивных равнин платформенных впадин. Наконец, западные и восточные низменные побережья полуострова представляют аккумулятивные и денудационно-аккумулятивные равнины краевых зон тектонического погружения платформы.

Помимо морфоструктуры, в легенде карты учитываются важнейшие морфогенетические особенности рельефа, его возраст и наиболее общие морфометрические показатели. При составлении данной схематической карты были использованы материалы личных геоморфологических наблюдений во время длительной экскурсии по Индии, а также сопряженный анализ имеющихся геологических, тектонических и гипсометрических карт.

ЛИТЕРАТУРА

- Дикси Ф. Великие африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
 Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
 Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., Наука, 1965.
 Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.
 Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 88, М., 1963.
 Цейнер Ф. Плейстоцен. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
 Acharya B. C. Geomorphology of Dhanmandal — Haridaspur region, Cuttack, Orissa, Geogr. Rev. India, 1962, v. 24, N 1.
 Bagchi K., Gupta A. Physiographic regions of the Ranchi Plateau, Bihar. (A geomorphological study). Geogr. Rev. India, 1958, v. 20, Silver Jubilee Numb.
 Chatterjee S. P. Fluctuations of Sea level around the coasts of India during the Quaternary Period. Z. Geomorphologie, 1961, Suppl. N 3.
 Cotton C. A. The theory of Savanna planation. Geography, 1961, v. 46, N 2.
 Desphande C. D., Honrao M. S. Landscape patterns in the Lower Kali Basin. Bombay Geogr. Mag., 1954, v. 2, N 1.
 Ghosh A. K. Discovery of prehistoric stone implements from northwest Midnapur, West Bengal. Sci. and Culture, 1962, v. 28, N 7.
 Guilcher A. Coastal and Submarine Morphology. London, 1958.
 Gupta P., Dutta P. C. Lower Palaeolithic industry of Amirdhamangalon Chingleput, Madras. Man in India, 1961, v. 41, N 1.
 Islam S. R. The Indus submarine canyon. Orient. Geogr., 1959, v. 3, N 1.
 King L. C. A geomorphological comparison between Eastern Brazil and Africa, In: Premier Rapport de la Commission pour l'étude et la corrélation des niveaux d'érosion et des surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique. Union Géogr. Internat., XVIII Congr. Internat. de géographie, Rio de Janeiro, 1956.
 King L. C. The morphology of the Earth. Edinburgh and London, 1962.
 Krishnaswami V. D. Prehistoric Man near Madras. J. Madras Geogr. Assoc. 1938, v. 13.
 Oldham R. D. Note on the Geology of the Andaman Islands. J. Geol. Soc. India, 1885, v. 18, N 3.

- Sen A. K. Some aspects of the geomorphology of the Machkund catchment. Geogr. Rev. India, 1960, v. 22, N 1.
- Sewell R. B. S. Studies on coral and coral-formations in Indian Waters, Mem. Assoc. Soc. Bengal, 1935, v. 9, N 8.
- Sita A. Erosion surface in the gneissic region south of Madras. Indian Geogr. J., 1954, v. 29, N 2/3.
- Tricart J. Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. Inform. géogr., 1961, v. 25, N 4.
- Vaidyanadhan R. Recognition and correlation of erosion surfaces in and around the southern part of Cuddapah basin. J. Geol. Soc. India. 1964, v. 5.
- Wadia D. N. Geology of India. London, 1957.
- West W. D. The line of the Narbada and Son valleys. Current Sci., 1962, v. 31, N 4.

Географический факультет
Московского государственного университета
им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
26.IX.1969

PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGY OF HINDUSTAN

V. A. NIKOLAEV

Summary

Problems of the origin and age of planation surfaces in the peninsular block of Hindustan are discussed alongside a morphostructural analysis of the area. It is noted that the river valleys are very ancient and are related to regional fractures. The shore line of Hindustan reveals sea-level fluctuations and tectonic movements of the coast in Pleistocene. A morphostructural classification of the relief is suggested.