

ДИСКУССИЯ

УДК 551.311.24 (235.222)

В. А. РАСТВОРОВА

ВЕЛИЧИНА ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА АЛТАЯ
ЗА НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЙ ЭТАП

В последние годы сделаны попытки определить величину денудационного среза для Среднесибирского плоскогорья, Большого Кавказа, Урала, Нижнего Поволжья, Забайкалья и некоторых других районов нашей страны.

Подсчет величины денудационного среза проводят различными путями. В некоторых районах особенности геологического строения позволяют восстановить полный геологический разрез области денудации и тем самым определить величину среза. Для горных поднятий, у подножия которых расположены замкнутые впадины, подсчитывают объем снесенного в них материала, на основании чего оценивают мощность толщи, срезанной с гор.

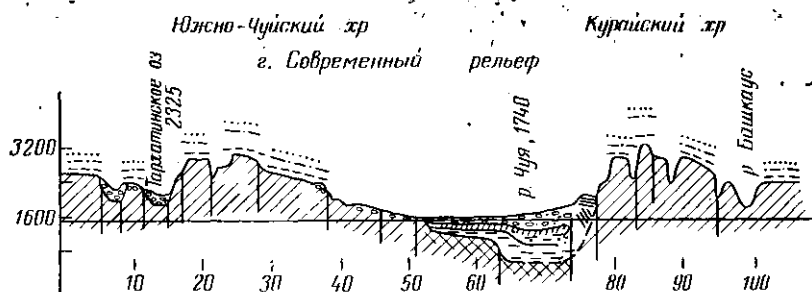
Ни один из этих путей нельзя использовать для Алтая. Поэтому делается попытка произвести подсчет среза, основываясь на средней скорости процессов денудации, которая менялась во времени и пространстве. Иными словами, этот подсчет основан на палеогеографической реконструкции условий формирования рельефа на разных этапах новейшей тектонической активизации¹.

В истории развития рельефа Алтая на протяжении кайнозоя выделяются три крупных этапа: палеоцен-олигоценовый, начавшийся еще в конце верхнего мела, олигоцен-плиоценовый и плиоцен-плейстоценовый². Их продолжительность приблизительно можно оценить соответственно в 32—35, 30—32 и 5—6 млн. лет.

В конце верхнемеловой эпохи наметились крупные формы новейшей структуры Алтая: область сводового поднятия и впадины предгорного и межгорных прогибов. В течение палеоцена тектонические движения были малоактивны, рельеф оставался, по-видимому, малорасчлененным (рис. 1, а). В условиях влажного тропического климата, о котором позволяет судить ископаемая флора, продолжалось интенсивное химическое выветривание. С поверхности невысоких поднятий преимущественно процессами плоскостного смыва шел снос глинистой каолиновой коры выветривания и переотложения ее во впадины.

¹ Таким путем нами была сделана оценка масштаба денудационного среза за время новейших тектонических движений в Приказбекском р-не Большого Кавказа. Результаты подсчетов хорошо согласовались с результатами, полученными при восстановлении полного геологического разреза.

² В основу палеогеографических построений положена схема стратиграфии кайнозойских отложений В. С. Ерофеева (1969, 1969а).



в Эоплейстоцен



б Миюценов



а Дозоценовый рельеф

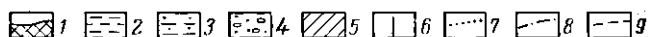


Рис. 1. Палеогеографические профили по линии АБ (см. рис. 2).

1 — дозоценовая кора выветривания. Кайнозойские отложения: 2 — миоценов; 3 — эоплейстоцен; 4 — плейстоцен; 5 — палеозойские породы; 6 — разломы. Поверхности древнего рельефа, уничтоженного размывом: 7 — мел-палеогенового; 8 — миоценовского; 9 — эоплейстоценового.

На рис. 1 в следует читать вместо условного знака 8 — знак 7, а вместо 9 — 8. На рис. 1 б вместо условного знака 9 следует читать условный знак 7.

Некоторое усиление тектонической активности в среднем эоцене проявилось преимущественно в Центральном Алтае (современная высокогорная ступень), где произошло обновление активизированных зон. Возросшая амплитуда рельефа вызвала усиление процессов денудации и эрозии, началось энергичное разрушение и снос мощной дат-палеоценовой коры выветривания. На некоторое время процессы механического выветривания оказались главными. В верхнем эоцене и нижнем олигоцене в условиях спокойного тектонического режима стали вновь преобладать процессы интенсивного химического выветривания и плоскостного смыва.

Второй этап начинается с периода усиления тектонической активности в среднем олигоцене, когда общим поднятием небольшой амплитуды была захвачена вся территория Алтайского свода и прилегающая к ней часть предгорного прогиба. На фоне этих слабых движений продолжалось развитие активизированных зон центральной части, где сформиро-

вался среднегорный рельеф. Некоторое похолодание и аридизация привели к тому, что климат становится переменным-влажным и умеренно теплым. Формирование каолиновой коры выветривания прекратилось. В условиях горного рельефа активизировались процессы механического (физического) выветривания и линейной эрозии. Впадины начали заполняться обломочным галечно-гравийно-песчаным материалом. В эпоху нижнего и среднего миоцена тектоническая активность снижается, климат изменяется в сторону дальнейшего похолодания и аридизации. Формируется глинистая монтмориллонит-гидрослюдистая кора выветривания; в результате сноса ее с возвышенностей во впадины идет накопление глинистых отложений, которые по периферии впадин — у подножия гор обогащаются щебнисто-галечным материалом (рис. 1, б).

В конце миоцена — начале плиоцена тектонические движения возобновляются. Особенно усиливаются они в среднем плиоцене и сохраняют большую интенсивность на протяжении всего третьего этапа. По-видимому, уже в начале этапа площадь Алтайского свода и его активизированных зон расширяется, достигая современных размеров. Общая высота гор также возросла. В начале плиоцена климат становится умеренно теплым и сухим (степным и полупустынным). В этих условиях началось формирование красноцветной коры выветривания, продолжавшееся, вероятно, вплоть до среднего плейстоцена. В результате интенсивного размыва коры выветривания в условиях горного рельефа во впадинах скапливался щебнисто-песчаный охристый материал (рис. 1, в).

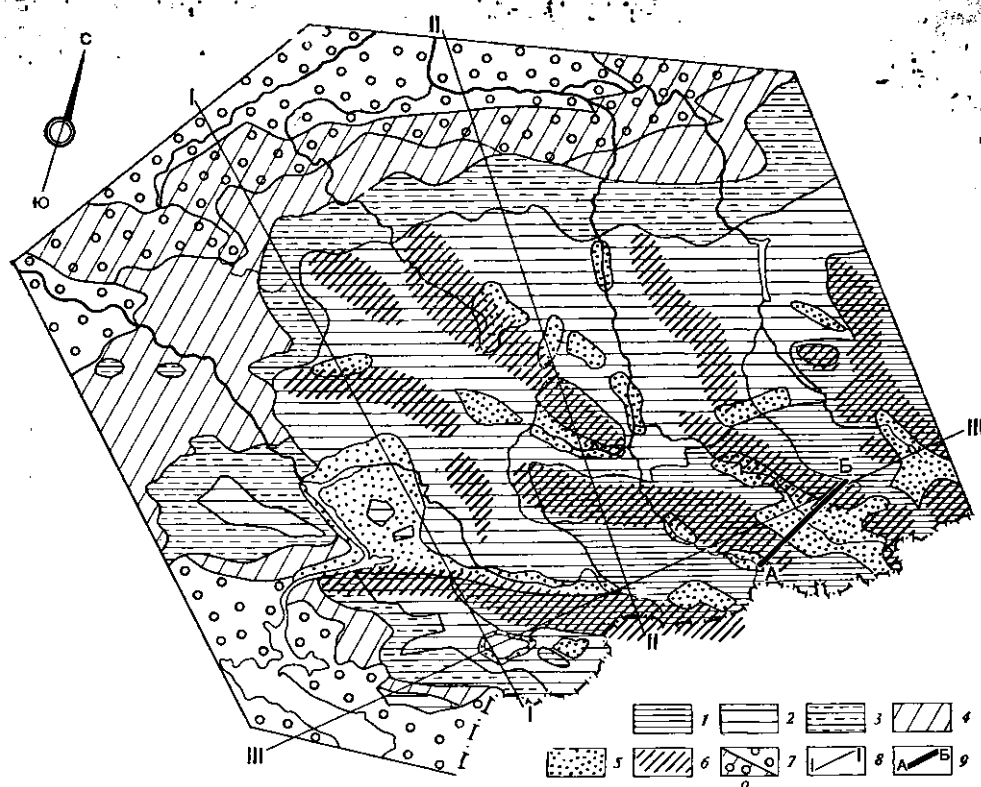
Средний и верхний плейстоцен, когда формирование рельефа происходило в условиях частых и резких климатических изменений (смен ледниковых и межледниковых эпох), может быть выделен в особый подэтап последнего этапа.

В процессе новейшей тектонической активизации сформировалась сложная сводово-блоковая структура Алтая (рис. 2). Выделяются высокогорная, среднегорная и низкогорная ступени, разделенные тектоническими уступами различной высоты, которые в плане имеют либо простые линейные, либо сложные «занозистые» очертания. Переход низкогорной ступени к впадинам предгорного прогиба происходит постепенно, через широкую зону предгорий, и только местами их границу образуют невысокие тектонические уступы (северный и южный фас Алтая).

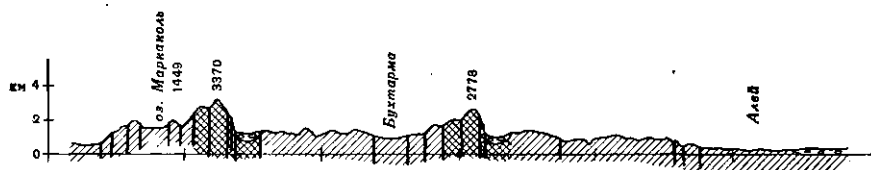
Сводовое поднятие осложняют линейно-вытянутые веерообразно расходящиеся системы глыбово-блоковых структур, так называемые активизированные зоны. Их образуют сопряженные системы поднятий и впадин, которые формируются в зонах глубинных разломов: Шапшальского, Курайского, Чарышско-Теректинского, Северо-Восточной зоны смятия, Катунско-Чуйского и Нарымского. Между этими зонами расположены менее подвижные участки сводового поднятия. Долины рек разработаны вдоль систем сгущения тектонических трещин, по которым формируются узкие грабены, что, по-видимому, является следствием растяжения поверхности растущего сводового поднятия. Для всех крупных морфоструктур характерно унаследованное сложное мозаично-блоковое строение. Таким образом, рельеф от его крупных форм до деталей сформирован дифференцированными движениями блоков разных размеров.

Распространение кайнозойских отложений, достигающих мощности 200—300 м в предгорном прогибе и межгорных впадинах (в Чуйской впадине до 1000 м), в области поднятий фрагментарно и обнаруживает закономерную связь с блоками, отстающими в поднятии. Отложения встречаются на дне крупных долин — грабенов и в небольших грабенообразных понижениях у подножия хребтов; обычно мощность их здесь сокращена сравнительно с мощностью тех же горизонтов в межгорных впадинах.

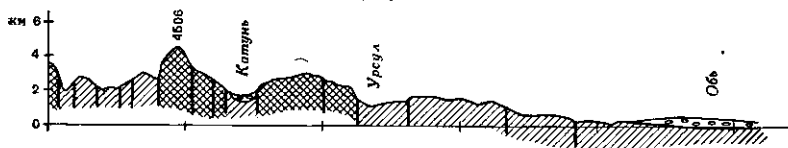
Фрагменты древних дат — палеоценовых кор выветривания широко распространены в области денудационно-аккумулятивного рельефа ши-



I - I



II - II



III - III

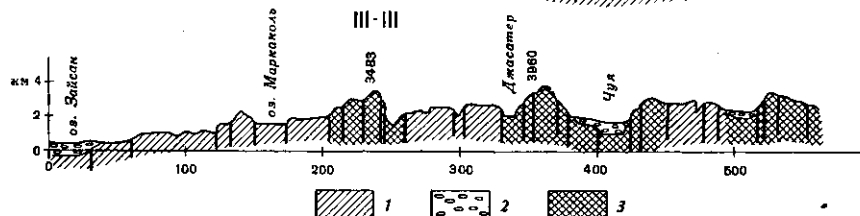


Рис. 2. Морфоструктура Алтая. Ступени сводово-глыбового поднятия:

1 — высокогорная; 2 — среднегорная; 3 — низкогорная; 4 — предгорная; 5 — межгорные впадины; 6 — активизированные зоны. Предгорный прогиб: 7 — впадины; 7а — денудационно-аккумулятивная ступень; 8 — линии профилей; 9 — линия палеогеографических профилей. Условные обозначения к профилям: 1 — толщи палеозоя; 2 — мезокайнозойские отложения; 3 — активизированные зоны

рокой предгорной ступени — по границе Предалтайского прогиба и сводово-глыбового поднятия. Они встречаются также по периферии межгорных впадин, т. е. также в зоне относительно стабильной.

В области сводово-блокового поднятия Алтая современная скорость денудации изменяется, очевидно, в широком диапазоне. Основываясь на заключении Н. М. Страхова (1962), что энергия механического смыва увеличивается по мере возрастания тектонической активности региона, можно считать, что она максимальна для высокогорной ступени и минимальна для предгорной; при этом в пределах каждой ступени она больше для активизированных зон, чем для промежуточных участков свода.

Попытка количественно оценить скорость процессов денудации Алтая сделана Г. Н. Складчиковой (1969) на основании данных по твердому стоку рек. Ею отмечается предварительный характер результатов, объясняемый недостаточной изученностью твердого стока рек Алтая (короткий ряд наблюдений — 8 лет и неравномерное распределение пунктов наблюдений, сосредоточенных преимущественно на реках Рудного Алтая и Қалбинского хребта и отсутствующих в среднегорной и высокогорной областях Юго-Восточного Алтая). По данным Г. Н. Складчиковой, сток наносов алтайских рек характеризуется большой изменчивостью по сезонам и территориально. В горной области наиболее интенсивно эродируют реки высокогорных районов, где развиты ледниковые отложения. Из-за отсутствия систематических наблюдений скорость денудации для них не может быть подсчитана. Она приближенно оценена только для рек Западного Алтая и выражается величиной $0,108 \text{ мм/год}$. Для оценки денудационного среза этих данных недостаточно. Попытаемся дополнить их, проведя сравнение условий формирования стока наносов рек Алтая и Большого Кавказа, для которого по твердому стоку рек определены средние скорости суммарной денудации (Габриелян, 1971).

На развитие водной эрозии влияют три основных фактора: климат, почвенно-геологические и орографические условия местности. Влияние их проявляется сложно и различно, так как степень влияния каждого из них обуславливается взаимовлиянием двух других (Лопатин, 1958). По особенностям рельефа, геологического строения, количеству осадков и характеру растительности Горный Алтай в первом приближении может быть сравним с Северо-Западным Кавказом (до меридиана долин Теберда — Кубань). Здесь абсолютные высоты вершин осевой зоны Большого Кавказа также несколько превышают 3000 м , а отдельные вершины достигают 4000 м . Область высокогорья и среднегорья сложена толщами палеозойского фундамента. Сходно годовое количество осадков (от 1000 до 1600 мм) и их распределение по сезонам (преобладают летние), только испаряемость на Кавказе в 2 раза выше. Склоны гор покрыты лесной растительностью, над поясом леса развит пояс субальпийских и альпийских лугов, а выше — нивальный, где сохранились небольшие каровые ледники.

Для Северо-Западного Кавказа средняя скорость суммарной денудации оценивается от $0,125 \text{ мм/год}$ в предгорьях до $0,5 \text{ мм/год}$ в области среднегорья и высокогорья, для которых она не разграничена³. Эти цифры характеризуют лишь меньшую «транзитную часть» материала, снесенного с поверхности гор. Большая или «местная часть» материала задерживается в пределах горной области, образуя различные аккумулятивные формы рельефа. Доля «транзитной части» материала от общего его количества в горных районах составляет $8\text{--}20\%$ (Лопатин, 1952). По наблюдениям М. И. Ивероновой (1969), за пределы бассейна выносятся лишь $\frac{1}{3}$ материала, перемещавшегося по склонам. Если принять это соотношение, приведенные выше цифры должны быть увеличены

³ Необходимо отметить, что цифровые характеристики скоростей экзогенных процессов дают только первые представления о порядке этих величин (Иверонова, 1969).

второе и скорость денудации выразится величиной от 0,4 до 1,5 мм/год. Учет всех факторов, влияющих на интенсивность процессов денудации, позволяет считать, что она будет наибольшей в области высокогорного рельефа, достигая максимума в условиях криозоны. По наблюдениям В. Л. Суходровского (1967), она возрастает на два порядка. Данные М. И. Ивероновой (1969) по характеристике средней удельной интенсивности различных процессов денудации свидетельствуют также о том, что «ледниковый транспорт» достигает максимальной интенсивности, превышая на порядок интенсивность других процессов. Принимая все это во внимание, можно, вероятно, считать, что в пределах криозоны, охватывающей значительную часть высокогорья, средняя скорость денудации возрастает на порядок по сравнению со среднегорьем. По-видимому, для разновысотных ступеней рельефа может быть принят следующий порядок величин, характеризующих среднюю интенсивность процессов денудации: 0,1 мм/год для низкогорной ступени, 1 мм/год для среднегорной и 10 мм/год для высокогорной. Таким образом, эти величины, как считает И. П. Герасимов (1969), соизмеримы с величинами, характеризующими скорости современных тектонических поднятий. Можно сказать, что они одного порядка, хотя количественно и не уравнивают друг друга (Марков, 1948).

При подсчете средней скорости денудации допускается, что с поверхности рельефа сносится слой одинаковой мощности. В действительности мощность слоя меняется. Наиболее значительное ее изменение наблюдается, вероятно, при переходе от крутых склонов долин к более пологим склонам междуречий. По наблюдениям Н. С. Благоволина и Д. Г. Цветкова (1971), в Восточном Крыму снижение гребней оврагов происходит в 2—3 раза медленнее, чем снижение их склонов. Исследования в области Скалистых гор США (Eardly, 1967) показали, что с уменьшением крутизны склона от 30 до 5° скорость денудации уменьшается в 5 раз (табл. 1). Для низкогорного рельефа Якутии (Ананьев, 1969) принимается уменьшение скорости снижения междуречий по сравнению со снижением склонов долин в 10 раз. Вероятно, это соотношение различно в пределах одной горной области, уменьшаясь от высокогорья к низкогорью, но в среднем вряд ли становится меньше чем 1 : 10. Приняв это минимальное соотношение, можно, по-видимому, считать, что порядок величин средней скорости снижения междуречий высокогорного рельефа выражается 1 мм/год, сокращаясь в среднегорье до десятых и в низкогорье до сотых долей мм/год.

Таблица 1

Изменение скорости денудации в зависимости от крутизны склона
(по наблюдениям в Скалистых горах США, Eardly, 1967)

Угол склона, град	V ден., мм/год	Угол склона, град	V ден., мм/год
до 5	0,116	20	0,462
10	0,234	25	0,571
15	0,348	30	0,673

В течение периода новейшей тектонической активизации скорость денудационных процессов изменялась неоднократно, следуя за изменениями интенсивности тектонических поднятий и климата. При этом она была, как и сейчас, неодинакова для различных морфоструктур Алтайского свода.

Расчет масштаба денудационного среза проведем для района междугорной Чуйской впадины, расположенной в высокогорной области Юго-Восточного Алтая. Морфоструктура и кайнозойские отложения здесь хорошо изучены (Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Десяткин, 1965), поэтому

для ее горного обрамления возможны палеогеографические построения, необходимые для расчета⁴. Чуйская впадина сформировалась на участке сближения двух активизированных зон. С севера и юга ее ограничивают высокие хребты сложного глыбово-блокового строения. В их пределах можно выделить три основных типа блоков, поднимавшихся на протяжении всего новейшего времени с разной скоростью: вершинные, склоновые и блоки подножия. Каждый тип блоков на протяжении новейшего этапа подвергался воздействию экзогенных процессов разной интенсивности соответственно с разной скоростью их поднятия. Величина денудационного среза, очевидно, поэтому различна для каждого из них. Подсчет будет проведен для группы блоков горных вершин, или осевых зон поднятия.

В течение всей истории развития рельефа физико-географическая обстановка, функцией которой является скорость денудационных процессов, многократно менялась. Теперь все изменения учесть невозможно. Это задача будущих исследований. Для решения поставленной задачи — оценки лишь порядка величин денудационного среза — мы ограничимся выделением трех крупных этапов, охарактеризованных выше. Каждый из них различался по интенсивности проявления тектонических движений, которая может быть охарактеризована различной скоростью осадконакопления в Чуйской впадине. Последняя определяется на основании данных о мощностях отложений, известных для каждого этапа (табл. 2).

Таблица 2

Денудационный срез осевых зон высокогорных массивов

Этап	Продолжительность, лет	Мощности отлож., м	Ср. скорости осадконакопления, мм/год	Порядок средней скорости осадконакопления, мм/год	Порядок ср. скорости снижения междуречий, мм/год	Денудационный срез, м
I	32, 10 ⁶	100	0,003	0,001	0,001	32
II	30, 10 ⁶	600	0,02	0,01	0,01	300
III	5, 10 ⁶	500	0,1	0,1	0,1	500

Средние скорости осадконакопления, вероятно, можно принять за средние скорости прогибания впадины. Последние возрастали от этапа к этапу, увеличиваясь на порядок. А так как процессы прогибания и поднятия являются сопряженными в пределах одной активизированной зоны, то, по-видимому, и средние скорости поднятия изменялись аналогично, т. е. для каждого этапа они, нарастая, увеличивались на порядок. Средняя скорость денудации, находящаяся в прямой зависимости от интенсивности поднятия, вероятно, от этапа к этапу также изменялась соответственно на порядок. Выше было установлено, что для высокогорных массивов Алтая может быть принят порядок величин современной средней скорости денудации 10 мм/год и средней скорости снижения междуречий 1 мм/год. Учитывая, что для конца плейстоцена характерна повышенная интенсивность экзогенных процессов вследствие развития оледенения, для всего третьего этапа следует, по-видимому, принять величину, меньшую на порядок⁵, т. е. 1 мм/год для средней скорости денудации и 0,1 мм/год для средней скорости снижения междуречий. Соответственно для второго этапа последняя величина уменьшается до 0,01 и для первого до 0,001 мм/год.

На территории Чуйской впадины и ее горного обрамления в течение первого этапа условия денудации, по-видимому, были близкими к равнин-

⁴ Напомним, что все цифры как исходных, так и полученных в результате расчетов величин нужно рассматривать лишь как порядок величин.

⁵ По данным М. И. Ивероновой (1969), интенсивность ледниковых и перигляциальных процессов возрастает на порядок по сравнению с остальными экзогенными процессами.

ным (рис. 1, а). Судя по характеру коррелятивных отложений, происходил размыв площадной коры выветривания. Невысокая скорость экзогенных процессов замедлялась существовавшим тогда покровом влажного субтропического леса. При средней скорости снижения междуречий $0,001 \text{ мм/год}$ за 32 млн. лет денудационный срез выразится величиной нескольких первых десятков метров. Это соответствует тому, что за первый этап с поверхности поднятий была смыта площадная кора выветривания мощностью в 30—35 м (Ерофеев, 1969) и в начале второго этапа начался размыв пород, не затронутых химическим выветриванием каолинового профиля.

К началу второго этапа в среднем олигоцене сформировалось горное обрамление Чуйской впадины. На месте современных высокогорных хребтов были средневисотные горы (Девяткин, 1965), покрытые лесостепной растительностью (рис. 1, б). Процесс аридизации климата, начавшийся в олигоцене, усиливался на протяжении миоплиоцена (Ерофеев, 1969). Вследствие этого увеличилось «остепнение» территории. В условиях смены засушливых и влажных сезонов ливневые осадки при степном (несомкнутом) растительном покрове в горах способствовали повышению интенсивности процессов размыва. Принимая, что средняя скорость снижения междуречий возросла до $0,01 \text{ мм/год}$, денудационный срез за 30 млн. лет второго этапа достиг, по-видимому, нескольких сотен метров.

К началу третьего этапа в среднем плейстоцене вокруг Чуйской впадины сформировались высокогорные хребты (рис. 1, в). В условиях усиливающейся аридизации климата лесостепная растительность сменилась постепенно степной и полупустынной. Интенсивность денудационных процессов возросла. Допуская, что средняя скорость снижения междуречий увеличилась до $0,1 \text{ мм/год}$, денудационный срез за пять миллионов лет выразится величиной нескольких сотен метров, так же как и за второй этап. За весь период новейшей тектонической активизации величина денудационного среза с поверхности осевых зон современных высокогорных массивов достигает, по-видимому, километра (рис. 1, г, табл. 2).

Ступени подножия хребтов, в пределах которых на поверхности блоков, отстающих в поднятии, сохранились фрагменты кайнозойских отложений, по интенсивности экзогенных процессов могут быть сравнимы с равнинными областями. Денудационный срез за весь новейший этап достиг здесь, вероятно, порядка нескольких десятков метров, изменяясь в этих пределах в зависимости от интенсивности поднятия различных блоков. На поверхности склонов хребтов, занимающих промежуточное положение между зоной вершин и ступенями подножия, срез соответственно имеет промежуточное значение. Он выражается первыми сотнями метров и изменяется в этих пределах в зависимости от дифференцированных движений блоков. Величины денудационного среза, полученные для горного обрамления Чуйской впадины, расположенной в области высокогорной ступени, могут быть использованы для его оценки в пределах остальных ступеней сводово-блокового поднятия Алтая. Блоки подножия хребтов или периферическая зона Чуйской впадины по интенсивности тектонических движений и, следовательно, по средней скорости денудации могут быть сравнимы с низкогорной и переходной ступенями свода — также переходной зоной между областями поднятия и погружения. Для них величина денудационного среза будет минимальной, изменяясь в зависимости от разной интенсивности поднятия блоков, но не превышая порядка нескольких десятков метров. Этим обусловлено то, что только в переходных зонах сохранились фрагменты древней дат-палеоценовой коры выветривания. Блоки склонов хребтов соответственно могут быть сравнимы со среднегорной ступенью свода, где масштаб среза изменяется в пределах первых сотен метров. Полученные нами величины денудационного среза оказываются близкими (для аналогичных морфострук-

тур) тем величинам, о которых говорят исследователи упоминавшихся выше районов.

Учитывая все имеющиеся данные о величинах денудационного среза, можно, по-видимому, считать, что в процессе новейших тектонических движений преобразование древнего рельефа сводилось не только к врезу речных долин в растущие сводово-блоковые поднятия, но и к переработке рельефа междуречий, интенсивность которой находится в прямой зависимости от интенсивности тектонических поднятий.

Это обстоятельство, очевидно, необходимо принимать во внимание как при оценке величины неотектонических поднятий, так и при установлении возраста поверхностей выравнивания.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев Г. С. Геоморфологический анализ котловин озер плотинного типа для целей определения денудационного среза.— Зап. Заб. фил. Геогр. о-ва СССР, вып. XXXI. Вopr. озерного морфолитогенеза. Чита, 1969.
- Благоволлин Н. С., Цветков Д. Г. Опыт применения повторной наземной фотограмметрической съемки для изучения динамики рельефа.— Геоморфология, 1971, № 1.
- Габриелян Г. К. Интенсивность денудации на Кавказе.— Геоморфология, 1971, № 1.
- Герасимов И. П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы, уровень научного познания, новые задачи и методы исследования.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 2.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Восточного Алтая.— Тр. Геол. ин-та. М., 1965, вып. 126.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Ерофеев В. С., Ржаникова Л. Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969а, № 5.
- Иверонова М. И. Опыт количественного анализа процессов современной денудации.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 2.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географиз, 1952.
- Лопатин Г. В. Опыт анализа зависимости средней мутности речных вод от главнейших природных факторов водной эрозии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая.— Тр. ВАГТ, 1958, вып. 4.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географиз, 1948.
- Складчикова Г. Н. Сток наносов. Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь, т. 15, вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Гидрометеоздат, 1969.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Суходровский В. Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях (на примере Земли Франца Иосифа). М., «Наука», 1967.
- Eardly A. V., Vivant William. Rates of denudation as measured by bristlecone pines, Cedar Breaks, Utah. «Spec. Stud. geol. and Mineral. Surv.», 1967, No. 21.

Институт физики
Земли

Поступила в редакцию
7.VI.1971

THE VALUE OF THE DENUDATION SHEARING OF THE ALTAI DURING NEOTECTONIC STAGE

V. A. RASTVOROVA

Summary

The calculation of the denudation shear value is based on a paleogeographical reconstruction of the conditions of relief formation at different stages of the most recent tectonic activation. It is assumed that the change of the mean rate of denudation processes corresponded to the change in the intensity of tectonic movements. The shear in the axial zones of high-mountain massifs reached maximum value—about 1 km; while the shear is minimum—about two or three tens of meters within the foothill step and in the periphery of intermontane depressions.