

## Summary

Long-term stationary observation and aerial photos interpretation as well as the analysis of earlier published data revealed pulsating-decaying character of the gullies growth at the eastern Russian Plain during 1954 to 1985 yrs. Mean annual growth rate varies from 0,40 to 4,20 meters per year depending on rocks lithology. 70 to 80% of total growth occur during the spring. Gullies within the region remain active for about 15 to 20 yrs.

УДК 551.435.2(235.34)

ВЕСЕЛОВ А. М.

## ВЕЛИЧИНА ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА АЛДАНО-СТАНОВОГО РЕГИОНА ЗА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Для определения величины денудационного среза наиболее часто применяются геоморфологические методы, включающие анализ реликтов первичных поверхностей различного генезиса и восстановление этих поверхностей, а также геологические, использующие специальные стратиграфические, петрографические и другие построения [1—3]. Особое место занимает так называемый объемный метод [2, 4], основанный на комплексе геолого-геоморфологических исследований.

Существующие применительно к Алдано-Становому региону разработки, касающиеся денудационного среза различных морфоструктур [5—7], опираются в первую очередь на косвенные данные о вскрытии тех или иных геологических тел или минеральных образований. В основу наших представлений о величине денудационного среза региона за мезозойско-кайнозойское время в целом и за отдельные его периоды положена сумма знаний о геоморфологическом развитии региона и характере денудации в разнородных геоморфологических обстановках.

Алдано-Становой регион развивался в мезозое и кайнозое как единая сводово-глыбовая область [8] со среднегорным и низкогорным рельефом на этапах тектонической активизации и выровненным плоскогорным рельефом в эпохи планации. С юрского времени началось формирование линейного Станового сводового поднятия с Пристановым и Зейско-Удским прогибами по периферии. В центральной части поднятия образовались гипабиссальные массивы гранитоидов, а в прогибах шло накопление мощной толщи угленосных молассоидных образований. К концу юрского — началу мелового времени вдоль южной окраины Алданского щита была сформирована денудационно-аккумулятивная равнина [9, 10], а южнее — поднятие сводового характера с мало контрастным рельефом [7, 11]. В современном рельефе денудационно-аккумулятивная равнина этого времени в несколько переработанном виде сохранилась в пределах Чульманской впадины.

Раннемеловой период развития региона, непосредственно связанный с предыдущим, завершает становление Станового свода. В пределах Алданской геоморфологической области преобладали поднятия, о чем свидетельствует отсутствие здесь нижнемеловых осадков. В Становой области происходили дифференцированные движения блоков, интенсивный вулканизм и магматическая деятельность.

История тектонических движений и характер рельефа раннемелового времени в Становой области расшифровываются достаточно четко на основе структурно-вещественного анализа сохранившихся осадочных и вулканогенных образований. Начало этапа отличалось интенсивным поднятием отдельных блоков, формированием расчлененного горного рельефа [11] и накоплением в замкнутых внутригорных впадинах грубо-

обломочной молассы мощностью до 400 м (нагорнинская свита). Последующее ослабление тектонической активности и уменьшение контрастности рельефа зафиксированы накоплением в верхней части разреза нагорнинской свиты песчано-алевролитовых отложений мощностью до 150—200 м. В условиях слаборасчлененного рельефа по разломам Становой зоны произошло излияние трещинных лав основного состава, приуроченных главным образом к относительно опущенным участкам, согласно перекрывших осадки нижнего мела и зафиксировавших выровненную поверхность этого времени. В конце раннемелового этапа были сформированы вулканотектонические структуры и происходило внедрение малых тел и дайковых серий пестрого состава. Многими исследователями региона отмечается, что амплитуды локальных блоковых перемещений в раннемеловое время редко превышали 600 м. Согласно представлениям В. М. Синицина [12], амплитуды опусканий и поднятий блоков примерно равны, а максимальная амплитуда прогибания (Джелиндинская впадина) достигала 600 м.

В позднем мелу и палеогене в условиях тектонической стабилизации всего региона шло формирование поверхности выравнивания и кор выветривания каолинового состава, имеющих региональный характер [6, 10, 11]. Рельеф этого времени представлял собой пологохолмистое плато с превышениями до 100—150 м и сохранился в виде реликтов единой поверхности выравнивания. Региональный характер мел-палеогеновой поверхности выравнивания позволяет использовать ее в качестве репера при фиксации новейших блоковых движений.

Начало неотектонического этапа в исследуемом регионе относится к раннему миоцену [7], в течение которого происходило общее поднятие территории, составившее за это время величину порядка 150 м: об этом свидетельствует разница высот между мел-палеогеновой поверхностью выравнивания и верхней террасой крупных рек — долинным педиментом, датируемым поздним миоценом — ранним плиоценом. В позднем миоцене произошло некоторое ослабление тектонической активности, началось формирование долинных педиментов и гидрослюдистой коры выветривания.

В плиоцене возобновилось общее поднятие региона, на фоне которого происходили блоковые перемещения, которые хорошо выражены в современном рельефе. В течение плиоцен-четвертичного времени тектонические движения происходили с различной интенсивностью, причем наиболее интенсивные блоковые движения происходили на границе плиоцена и четвертичного времени, а также в позднечетвертичное время [6, 7, 11].

Среди исследователей, занимающихся проблемой денудационного среза, есть сторонники двух принципиально различных точек зрения. Одни придерживаются мнения о значительных величинах денудационного среза в районах новейшего горообразования (первые километры за неотектонический этап) и о практической невозможности сохранения поверхностей выравнивания [13], другие считают, что в целом денудационный срез был невелик.

Целый ряд работ [14, 15 и др.] показывает, что современные скорости денудации значительно изменяются в зависимости от геоморфологической обстановки, а также характера и интенсивности проявления агентов денудации. По степени «денудационной силы» процессы переработки рельефа располагаются в следующем порядке: выветривание, склоновые процессы, растворение и вынос, речная эрозия. Скорости денудации от водораздела к долине возрастают примерно в 10 раз [14].

Анализ многочисленных данных по скорости и объему денудации (современной и за неотектонический этап в целом) свидетельствует, что снижение водораздельных пространств происходит очень медленно и во многих случаях существуют условия для сохранности здесь донеотектонического рельефа. О незначительной величине снижения плоских водораздельных пространств могут свидетельствовать, в частности, представления Линтона с формированием останцов денудации [16]. Широко раз-

витые в Алдано-Становом регионе денудационные поверхности с останцовыми формами, относительные высоты которых не превышают 30 м и чаще составляют 10—15 м, характеризуются сносом за неотектонический этап не более 50 м, а скорее всего 10—20 м. По нашему мнению, процесс образования реголита определяется целым комплексом факторов, причем значительный вклад вносят процессы морозного выветривания, а также первичная нарушенность пород в результате гидротермальных изменений.

Достоверные данные о малом денудационном снижении водоразделов за неотектонический этап (до 10 м) получены автором для района Восточно-Урулюнгуйской впадины Восточного Забайкалья, во многом идентичной по своим геолого-геоморфологическим характеристикам подобным структурам Алдано-Станового региона. Оценка величины снижения производилась объемным методом. Еще одним доказательством малой переработки водораздельных пространств служит сохранность кор выветривания донеотектонической региональной эпохи выравнивания, отмечающихся во многих районах восточной Сибири и в Алдано-Становом регионе [10].

Скорость снижения водоразделов зависит от их морфологии. В случае резкого эрозионного расчленения рельефа снижение гребневидных водораздельных пространств может идти намного быстрее и по величине сопоставимо со снижением склонов, достигая десятков и первых сотен метров.

Несостоятельность представлений ряда исследователей о километровых величинах денудационного среза за неотектонический этап доказывается множеством примеров сохранности древних близповерхностных геологических образований в современной структуре. Даже своеобразие новейшего этапа развития земной коры не дает оснований для предположений об уникальности и особой интенсивности денудационных процессов в это время.

Наши представления о величине денудационного среза различных элементов рельефа Алдано-Станового региона за неотектонический этап отражены в табл. 1.

Величина денудационного среза за предшествующий неотектоническому денудационный цикл (морфоцикл) складывается из двух значений: денудационного среза в течение развития и планации блоковых структур (раннемеловой этап) и за время существования пенеплена (позднемеловой — палеогеновый этап).

Оценить величину денудационного среза за время существования пенеплена можно лишь исходя из общих теоретических построений, так как каких-либо геоморфологических или геологических данных о величине денудации за этот этап не существует. По данным ряда исследователей [16—18], для равнин различных климатических зон современные скорости денудации определяются величиной порядка 10—40 м/млн. лет. Среднее значение скорости денудации составляет 24 м/млн. лет [17]. Эти величины получены путем интерпретации современного твердого

Таблица 1

Величина денудационного среза различных элементов рельефа Алдано-Станового региона за неотектонический этап

Элемент рельефа	Значения денудационного среза, м		
	средние	максимальные	минимальные
Плоские водоразделенные пространства	10—20	50	0
Гребневидные водораздельные пространства	50—100	200	?
Склоны	100—150	300	?
Речные долины	300—500	700	100
Днища тектонических впадин	0—10	?	0

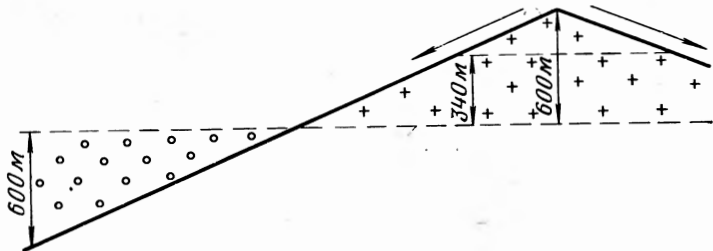


Рис. 1. Идеализированный разрез через систему поднятия — впадина

стока рек. В то же время скорости денудации, полученные таким способом, отвечают не столько снижению водоразделов, сколько скорости эрозии в речных долинах. Опираясь на данные о различии скорости денудационных процессов в долинах и на водоразделах на порядок [14], следует принять значение скорости снижения выровненных территорий в 2—3 м/млн. лет. Время существования мел-палеогенового пенеуплена можно оценить в 40—50 млн. лет [6]. Денудационный срез за это время соответственно составит 100—150 м, хотя по площади вероятны и определенные его вариации.

Величину денудационного среза за раннемеловое время можно оценить на примере Джелиндинской впадины в Становой области, где существуют все условия для применения объемного метода. Здесь разрез меловых отложений имеет мощность от 200 до 500—600 м и может быть охарактеризован средним значением в 400 м. Осадочные образования нижнего мела формировались во внутригорной впадине в условиях постепенного уменьшения контрастности рельефа и затем практически без перерыва были перекрыты покровом вулканитов основного состава. Обломочный материал носит местный характер; гранулометрический состав отложений и форма обломков позволяют оценить ширину области сноса в 10—12 км. Прямое отражение раннемеловых структур в современном рельефе свидетельствует об унаследованном его развитии и служит основанием для проведения границ области сноса Джелиндинской впадины раннемелового возраста по современным водоразделам.

Объем осадков Джелиндинской впадины с учетом постраннемелового среза составляет около 310 км<sup>3</sup>, а площадь области сноса — 820 км<sup>2</sup>. При распределении объема осадков на область сноса необходимо ввести поправку на изменение плотности пород. Средняя плотность пород архейского субстрата 2,7 г/см<sup>3</sup>, а пород нагорнинской свиты — 2,4 г/см<sup>3</sup>. С учетом этой поправки мощность смытых за раннемеловое время пород составляет

$$\left(310 \text{ км}^3 \cdot \frac{2,4}{2,7}\right) : 820 \text{ км}^2 = 340 \text{ м.}$$

Эта величина характеризует лишь порядок или среднее значение денудационного среза. Распределение денудационного среза по площади неоднородно. В результате полной планации рельефа он является максимальным в наиболее поднятых частях блоков и минимальным на границе области сноса и аккумуляции. При идеализированных геометрических построениях с использованием оценок амплитуды поднятия (равной амплитуде опускания) величина денудационного среза 340 м характеризует средние значения области сноса в целом и центральных частей склонов в частности (рис. 1). Таким образом, мы принимаем величину денудационного среза за раннемеловой этап от 600—700 м для поднятых блоков до минимальных значений в нижних частях склонов. Эти оценки величины денудационного среза можно считать заниженными, так как часть материала безусловно выносится за пределы района и не попадает в подсчеты, приведенные выше. Таким образом, за мел-палеогеновый морфоцикл денудационный срез в блоках, поднятых в раннемеловое время, может достигать 850 м, с минимальными значениями в 100—150 м

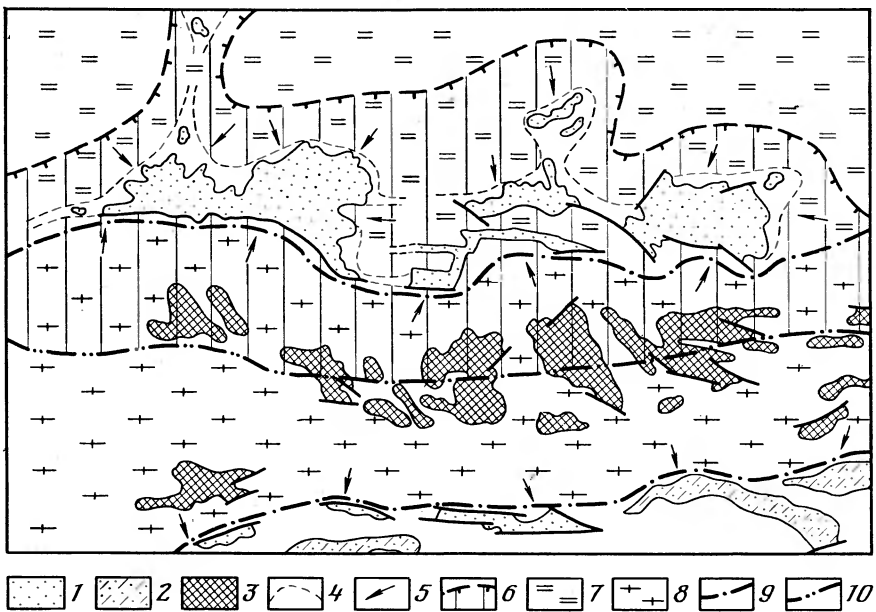


Рис. 2. Схема палеогеографических реконструкций Алдано-Станового региона для юрского времени

1 — современные выходы континентальных осадочных отложений юрского возраста, 2 — современные выходы континентально-морских осадочных отложений юрского возраста, 3 — современные выходы орогенных интрузий юрского возраста центральной части Станового свода, 4 — реконструируемая область осадконакопления юрского времени (Пристановой прогиб), 5 — предполагаемые направления сноса, 6 — область сноса Пристанового прогиба и ее северная граница, 7 — Алданская геоморфологическая область (денудационно-аккумулятивная равнина), 8 — Становая геоморфологическая область (слаборасчлененное низкогорье), 9 — границы Станового свода, 10 — реконструируемая осевая линия Станового свода

на участках развития раннемеловых впадин, и в среднем составляет 450—500 м.

Более ранний денудационный цикл охватывает юрское время. В течение этого этапа происходило денудационное снижение Станового поднятия и частично Алданского щита с накоплением смытых осадков во впадинах Пристанового предгорного прогиба. Фациальный анализ осадочных образований юры свидетельствует о мало контрастных тектонических движениях и слаборасчлененном рельефе (преобладание озерных и озеро-болотных фаций). По мнению большинства исследователей, снос материала происходил с юга [19], хотя часть его несомненно поступала и с северного фланга прогиба. Южная граница области сноса проводится по центральной части Становой области, где максимально развиты гранитоиды юрского возраста (рис. 2). Замкнутость области сноса осадконакопления юрского времени и возможность определения ее границ обеспечивают реальную оценку величины денудационного среза на основе объемного метода.

Общая площадь выходов юрских образований Пристанового прогиба достигает 20 000 км<sup>2</sup> (Чульманская впадина 9600, Токинская 5000, Ытымжинская 2200, остальные — 2600 км<sup>2</sup>). Подсчет объема юрских осадков затруднен сложным асимметричным разрезом большинства впадин. Так, если для грабенообразных депрессий центральной части территории можно принять среднюю мощность юрских отложений в 600 м, то объем этих образований составит 1560 км<sup>3</sup>. В работе И. В. Данкевича и др. [20] на основании интерпретации данных вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) достаточно подробно охарактеризован рельеф фундамента Чульманской впадины. В первом приближении поперечный разрез впадины может быть аппроксимирован треугольником, хотя полученная при этом его площадь будет минимальной. На основании этих материалов объем осадков Чульманской впадины может быть оценен в

## Оценки величин денудационного среза Центрального сектора БАМ

Геолого-геоморфологический этап	Денудационный срез, м		
	поднятые блоки	опущенные блоки	среднее
Неотектонический	0—400	0	50
Позднемеловой — палеогеновый	100—150	100—150	100—150
Раннемеловой	700—800	0	340
Юрский	800—1000	0	400—450 (Становая область) 150—200 (Алданская область)
Мезозой — кайнозой	1600—2000 (при унаследованном развитии)	100—150 (при унаследованном развитии)	1100

24 000 км<sup>3</sup>. С учетом строения фундамента впадин были получены следующие значения объемов слагающих их осадочных пород: Токинская впадина — 21600 км<sup>3</sup>, Ытымжинская впадина — 1540 км<sup>3</sup>. Таким образом, общий объем сохранившихся осадков Пристанового прогиба оценивается в 48700 км<sup>3</sup>.

С учетом палеорекопструкций площадь бассейна осадконакопления Пристанового прогиба (рис. 2) оценивается в 37300 км<sup>2</sup>. Опираясь на данные о постюрском срезе осадочных пород, который составляет величину в 100—150 м с водоразделов, и принимая во внимание объем пород, удаленных из современных эрозионных врезов, получаем дополнительный объем осадков в 6400 км<sup>3</sup>. Таким образом, для расчетов общий объем осадков Пристанового прогиба юрского времени составит 55000 км<sup>3</sup>. Площадь области сноса для Пристанового прогиба оценивается в 170 000 км<sup>2</sup> и для южной ее части (Становая область) равна 100 000 км<sup>2</sup>.

Учитывая преобладание сноса со Станового поднятия, можно считать снос с юга в 3—4 раза большим, чем с севера. При пересчете плотностей осадков (юра — 2,60, фундамент — 2,75) с учетом различий денудации по площади получаем величину денудационного среза для Станового поднятия в 400—450 м и для северного обрамления Пристанового прогиба в 150—200 м (средние значения). Максимальные значения величины денудационного среза за это время, вероятно, могут достигать и больших величин, о чем свидетельствует, в частности, вскрытие в центральной части Становой области интрузивных образований с глубиной кристаллизации более 2 км. По аналогии с раннемеловым этапом максимальные значения денудационного среза могут превышать средние значения в 2 раза, что составит величину в 800—900 м для Становой и 300—400 м для Алданской областей.

Суммируя вышеприведенные цифры (табл. 2), можно сделать следующие выводы. Наибольшей величиной денудационного среза характеризуются блоки центральной части Становой области (1,6 км и более). Минимальные величины денудационного среза свойственны относительно опущенным блокам мезозойских впадин — 100—200 м. Следует отметить, что при всех расчетах намеренно завышалась искомая величина и вследствие этого вряд ли истинные значения заметно больше наших оценок. Полученные значения денудационного среза незначительно отличаются от цифр, приводимых в работах [5, 6], а также хорошо увязываются с большей частью геологических реперов региона.

1. *Симонов Ю. Г.* Проблема определения величины эрозионного среза//Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1966. Вып. 1/3. С. 204—205.
2. *Сигов А. П., Ромашова В. И.* Определение эрозионного среза герцинид Урала с позднего палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя (методические рекомендации). Свердловск: Уральское ПГО, 1984. 91 с.
3. *Спирidonов А. И.* Методы определения величины денудационного среза//Вопросы геоморфологии. М., 1974. С. 40—43.
4. *Александров А. И., Сигов А. П.* О способах определения величины эрозионного среза. ОНТИ ВИЭМС. Сер. Геология месторождений полезных ископаемых, региональная геология. Вып. 7. М., 1966. 10 с.
5. *Благоволлин Н. С., Шевченко В. К.* Магматические тела и проблема денудационного среза//Геоморфология. 1977. № 1. С. 27—37.
6. *Васюткина Л. Г., Кусков А. П.* Анализ морфоструктур при поисках рудных и россыпных месторождений золота в районе Станового хребта//Вопр. географии. 1973. Сб. 92. С. 28—33.
7. *Васюткина Л. Г.* Структурно-геоморфологический анализ и золотоносность Станового нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1976. 30 с.
8. *Пиотровский М. В.* Морфотектоника областей мезокайнозойской платформенной активизации (на примере Алдано-Станового региона)//Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука. 1975. С. 57—62.
9. *Тимофеев Д. А.* Поверхности выравнивания Алдано-Олекминского междуречья (Южная Якутия)//Землеведение. Нов. сер. 1963. Т. 6 (46). С. 169—183.
10. *Цехомский А. М., Карстенс Д. И., Веселова И. Я.* Формации кор выветривания Центральной Сибири и их минералогия//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1980. Т. 282. 183 с.
11. *Вдовин В. В.* Основные этапы развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 269 с.
12. *Синицын В. М.* Палеогеография Азии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
13. *Кривоуцкий А. Е.* О масштабе денудационного среза горных поднятий//Иzv. вузов. Геология и разведка. 1965. № 10. С. 45—50.
14. *Ананьев Г. С.* Анализ расчлененности рельефа при поисках гидротермального оруденения//Вопр. географии. 1973. Сб. 92. С. 132—142.
15. *Marchand D. E.* Rates and modes of denudation, White Mountains, Eastern California//Amer. J. Sci. 1971. V. 270. № 2. P. 109—135.
16. *Райс Р. Дж.* Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1980. 574 с.
17. *Оливер К.* Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
18. *Menard H. W.* Some rates of regional erosion//J. Geol. 1961. V. 69. № 2. P. 154—161.
19. *Кац А. Г.* Стратиграфия меловых образований верхнего течения рек Гонам и Сутам//Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971. С. 220—223.
20. *Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.* Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома//Тектоника Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1970. С. 174—179.

ВСЕГЕИ

Поступила в редакцию  
27.III.1986

## SCALE OF THE DENUDATION FOR MESOZOIC-CENOZOIC TIME IN ALDAN-STANVOI REGION

VESELOV A. M.

## Summary

Value of the denudation (i. e. mean thickness of rock layer removed by denudation) is defined for different stages of the topographic evolution of the Aldan-Stanovoi region on the basis of analysis of the relief history. Denudation values for Jurassic and Cretaceous stages were obtained using bulk method and amounted to 400 and 300 meters respectively. Variations of the denudation rate are taken into account. For Cretaceous—Paleogene and Neogene—Quaternary stages mean denudation values of 100 to 150 and 50 meters were obtained with considerable variations in different geomorphological structures for the last stage. For Mesozoic—Cenozoic time in the Aldan-Stanovoi region mean denudation value is 1000 meters, maximum value being more than 2000 meters in non-ascending blocks, minimum—100 to 150 meters in blocks of inherited downwarping.