

10. Окишев П.А. Реконструкция "катастрофических суперпотоков" и геолого-геоморфологические реалии // *Вопр. географии Сибири*. Томск: Изд-во ТГУ, 1999. Вып. 23. С. 75–87.
 11. Окишев П.А., Бородавко П.С. Реконструкция флювиальных катастроф и анализ оценок их параметров // *Гляциология Сибири*. Томск: Изд-во ТГУ, 2000. Вып. 5(20). С. 3–28.
 12. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 208 с.
 13. Поздняков А.В., Махинов А.Н., Бардюк В.В. Экспериментальные исследования процесса самоограничения свободной турбулентной струи и возможный механизм формирования плеса // *Динамика и термика рек, водохранилищ и эстуариев*. М.: Наука, 1984. С. 24–29.
 14. Добролюбов А.И. Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника, 1987. 144 с.
 15. Добролюбов А.И. Скольжение, качение, волна. М.: Наука, 1991. 176 с.
 16. Знаменская Н.С. Грядовое движение наносов. Теория и практические приложения. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 188 с.
 17. Попов И.В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 364 с.
 18. Уошборн А.Л. Мир холода / Пер. с англ. М.: Прогресс, 1988. 381 с.
- ИОМ СО РАН,
Томский госуниверситет

Поступила в редакцию
03.05.2001

BOTTOM DUNES GENERATION MECHANISM AND POSSIBLE GENESIS OF "GIGANTIC RIDGES" OF KURAI BASIN IN ALTAI MOUNTAINS

A.V. POZDNYAKOV, P.A. OKISHEV

S u m m a r y

The operation of flow-channel system as a natural automation is studied. There is correlation between the velocity field of flow and coarseness of channel alluvium. The morphologic features and morphometry of gigantic ridges are described. Some criticism on modern conceptions of Kurai ridges origin in the Altai mountains is given. Authors put forward the hypothesis of their formation: it is a result of "structurally self-organizing ordering of friable accumulative fluvio-glacial deposits" due to cryodiagenesis.

УДК 551.4.075:551.435.16(470.312)

© 2002 г. Г.А. ХАЛИЛОВ

ОЦЕНКА ДЕНУДАЦИОННОГО СРЕЗА МАЛОГО КАВКАЗА

Определение количественных показателей денудационного среза в геолого-геоморфологических исследованиях имеет важное практическое и научное значение. Этот показатель необходим при прогнозировании и поиске месторождений полезных ископаемых, а также для анализа темпов, продолжительности и амплитуды тектонических движений, глубины становления интрузивных тел, гипсометрической дифференциации рельефа и т.д.

Представление о денудационном срезе, нашедшее свое яркое отражение в классическом учении А.Е. Ферсмана "О геохимических концентрах" [1], впоследствии развивалось многими исследователями, изучавшими различные аспекты геологии, геоморфологии и гидрологии. Между тем термин "денудационный срез" трактуется по-разному, о чем свидетельствуют случаи его употребления различными авторами [2–13].

При общности взглядов в отношении основных положений прослеживаемые различия в трактовке термина обусловлены, видимо, целью исследования и геотектоническими условиями изучаемой территории. Так, в одних случаях работы преследуют общую минерагеническую-прогностическую цель, в других – изучается конкретное рудное поле, в третьих – данные о денудационном срезе привлекаются для определения амплитуды новейших тектонических движений и их скорости, в четвертых – для изучения скорости снижения топографической поверхности и т.д. Естественно, что при этом в пространственном отношении может быть проведен анализ денудационного среза как крупного региона, так и отдельной локальной морфоструктуры какой-либо геодинамической области.

В отличие от платформенных и эпиплатформенных областей, где благоприятные геотектонические условия в течение полных геоморфологических циклов способствовали планиции рельефа и образованию единой исходной поверхности выравнивания (типа пенеплена) под воздействием совокупности экзогенных процессов, денудационный срез альпийских горных сооружений рассматривается нами как "абразионный срез". При этом допускается, что после окончательного выхода морфоструктур из-под влияния морских вод они не подвергаются повторному "срезанию" и испытывают лишь экзогенное расчленение. В этом смысле понятие "денудационный срез" отличается от денудационного сноса, смыва, размыва и расчленения. При этом оно имеет двоякое значение – динамическое (срезание) и статическое (срез), которое в первом случае представляет деятельность морской абразии (событие – причина), а во втором – конечный итог абразии (плоскость – следствие).

Таким образом, денудационный срез в отношении кайнозойских орогенов рассматривается как конечный результат морской деструкции, которая на уровне общего базиса абразии разрушает и удаляет слой горных пород в виде сложного геометрического тела. Образовавшаяся при этом ровная поверхность (плоскость), представляя основание уничтоженных (срезанных) абразией толщ горных пород, фиксирует величину денудационного среза (во избежание терминологического осложнения вместо понятия "абразионный" нами здесь используется понятие "денудационный" срез).

В последнее время многие исследователи, применив различные методические приемы и подходы, определили величину денудационного среза как на Кавказе [12–17 и др.], так и в Азербайджане [18–26]. Между тем равномерное распределение объема удаленного материала (подсчитываемого обычно по общему модулю эрозии и по объемному методу) по всей площади горной территории [3, 12–15, 18–21, 27–30 и др.] не отражает суть данного явления, так как в этот объем входят материалы эрозионного расчленения, а не "срезания" рельефа.

При определении мощности денудационного среза в последнее время большое внимание уделяется также использованию геологических данных, главным образом данных о глубине формирования интрузивных тел [3, 4, 12, 13, 15, 20, 24–26 и др.]. Хотя такой подход и правилен, но он не лишен и некоторых недостатков, заключенных главным образом в сложности или же в невозможности достаточно точного определения глубины становления интрузивных тел, которая различается даже при одинаковом составе пород; кроме того, имеются случаи постепенного перехода интрузивных пород в эффузивные [31]. Между тем сами интервалы глубин образования отдельных магматических фаций (субвулканическая – 0–1 км, гипабиссальная – 1–3 км, мезоабиссальная – 3–8 км и абиссальная – более 8 км) делают возможным лишь весьма приближенное определение мощности денудационного среза.

По нашему мнению, при подсчете мощности среза по данному методу необходимо учитывать также активность интрузивных тел в уже застывшем состоянии [22, 23, 32, 33]. Исходя из отсутствия достоверных количественных данных как о темпах всплывания интрузий, так и о глубине их становления, мы не считаем возможным и целесообразным рассчитывать денудационный срез, опираясь лишь на сам факт выхода интрузивных тел на дневную поверхность.

Поэтому при анализе мощности среза исследуемой территории основным методом нами был признан стратиграфический, который, как считает Г.И. Худяков [34], является на сегодня наиболее достоверным и точным. Суть данного метода в следующем: из восстановленной первичной мощности отложений, слагающих конкретную морфоструктуру, вычитается сохранившаяся мощность и получается мощность денудационного среза. С этой целью было проанализировано большое количество работ, посвященных истории геологического развития, палеогеографии, палеобиономии и стратиграфии Малого Кавказа (достаточная полнота этих материалов, в частности, и обусловила выбор данного метода).

Проведенные исследования и анализ геолого-геоморфологических данных показывают, что при определении мощности денудационного среза наиболее важным представляется восстановление палеогеоморфологических и палеотектонических (палеоморфоструктурных) условий развития рельефа в целом, а также осложняющих его разнопорядковых морфоструктур в частности, т.е. локальной историко-генетической обстановки возникновения и формирования последних. Поэтому мощность денудационного среза должна быть определена для каждой морфоструктуры в отдельности. С этой целью необходимо установить условия подводного (трансгрессивного) и континентального (регрессивного) развития; промежутки восходящей и нисходящей тенденции развития; этапы расчленения, выравнивания и осадконакопления; время усиления и замедления темпа среза; первичные и сохранившиеся мощности слагающих отложений; время начала окончательного континентального развития и т.д. для каждой морфоструктуры.

При этом условия развития морфоструктур восстановлены согласно отсутствию или наличию на стратиграфическом разрезе слагающих их отложений определенных толщ пород. Нисходящее развитие морфоструктур устанавливалось по увеличению, а восходящее — по уменьшению мощностей отложений или вовсе исчезновению их в разрезе. Этапы расчленения и выравнивания выявлены по наличию поверхностей несогласий, а усиление или замедление темпа денудационного среза определены по продолжительности срока исчезновения из разреза определенных толщ. Первичные мощности восстановлены по литофациальным особенностям отложений и палеотектоническим построениям. А что касается времени окончательного континентального развития, то оно установлено согласно времени завершающей трансгрессии и т.д.

Необходимо отметить, что из-за значительной сложности определения мощности денудационного среза по отдельным отрезкам геологического времени здесь рассматривается главным образом суммарная ее величина. В то же время, учитывая многочисленность морфоструктур, для которых определены мощности денудационного среза, мы свели результаты расчетов в таблицу и дали пояснение по их определению на примере Бабакярской антиклинальной гряды.

Исследования показывают, что данная морфоструктура с отдельными кратковременными промежутками осушения и континентального развития до конца маастрихского века находилась под уровнем моря и входила в область осадконакопления. Начиная с датского века, она испытывает поднятие и подвергается абразии, денудационный этап завершается в палеоцене формированием поверхности выравнивания. Об этом, в частности, может свидетельствовать то, "...что ко времени отложения палеоценовых осадков окаймляющая Предмалокавказский краевой прогиб суша была низкой и что в это время сколько-нибудь заметных тектонических движений не происходило" [35, с. 151]. Между тем, судя по чередованию грубых и тонкозернистых, в основном терригенных песчанистых, глинистых, карбонатных отложений и вулканогенных образований, несогласиям в стратиграфическом разрезе, а также свидетельствам неоднократных морских трансгрессий, нами допускается, что данная гряда в позднем эоцене, раннем и среднем олигоцене, среднем и позднем миоцене (до сармата) и, наконец, в позднем плиocene или же эоплейстоцене (апшеронский век) подвергалась денудации.

Наличие несогласно залегающих на маастрихских песчанистых известняках караганских прибрежно-морских карбонатных отложений на г. Какиль и в то же время отсутствие их на соседней Бабакярской гряде [36] позволяет заключить, что окончательный срез более высокой поверхности выравнивания (более 700 м) здесь, по-видимому, связан с караган-конской трансгрессивной фазой развития предгорья Малого Кавказа. Так, начавшийся с ингрессии моря в узкий Какильский залив денудационный этап завершается, видимо, в конце конкского времени, которое характеризовалось увеличением терригенных отложений в прибрежно-морских фациях, представленных глинами и песками. После этого при незначительном понижении топографической поверхности приводораздельной части морфоструктуры происходит ее эрозионное расчленение и накопление грубообломочных континентальных отложений в предгорье.

Формирование на Бабакярской гряде низкой поверхности выравнивания (350–450 м), которая срезает туфы, туфопесчаники и известняковые песчаники верхнего сантона, по всей вероятности, завершилось развитием абразии в апшеронском веке, когда море, несмотря на меньшие его размеры по сравнению с ачкагильской трансгрессией, "...проникало значительно дальше на юг, в зону современных предгорий северо-восточного склона Малого Кавказа" [36, с. 130]. Об этом, в частности, может свидетельствовать срезание этой поверхностью денудации более древних отложений, нежели высокой поверхностью, и огрубление механического состава коррелятных отложений в области седиментации.

Несогласное залегание караганских отложений на абразированной поверхности маастрихских известняков в районе г. Какиль свидетельствует о том, что перед караганской трансгрессией Какильское плато (современная высота 740 м) было ниже Бабакярской гряды (современная высота 700 м). После максимальной трансгрессии Бабакярская гряда в условиях низкой суши подверглась расчленению и планации.

Согласно палеогеографическим построениям и картосхемам фаций и мощностей [35–37] первичные мощности сантонских, кампанских и маастрихских отложений, слагающих Бабакярскую гряду, составляли соответственно 200, 320 и 200 м. В пределах срезающей сантонские отложения низкой поверхности—ступени (рисунок) кампанские и маастрихские отложения размывались полностью, а сантонские — частично. Отсюда можно заключить, что суммарная мощность денудационного среза при сохранившейся мощности сантонских отложений около 150 м составляет величину порядка 570 м. Поскольку последняя является результатом денудации постмаастрихт-апшеронского интервала времени продолжительностью примерно 70 млн. лет, то скорость срезания (планации) будет менее 0,01 мм/год, или же 10 м за 1 млн. лет.

Мощность денудационного среза морфоструктур Малого Кавказа (фрагмент)

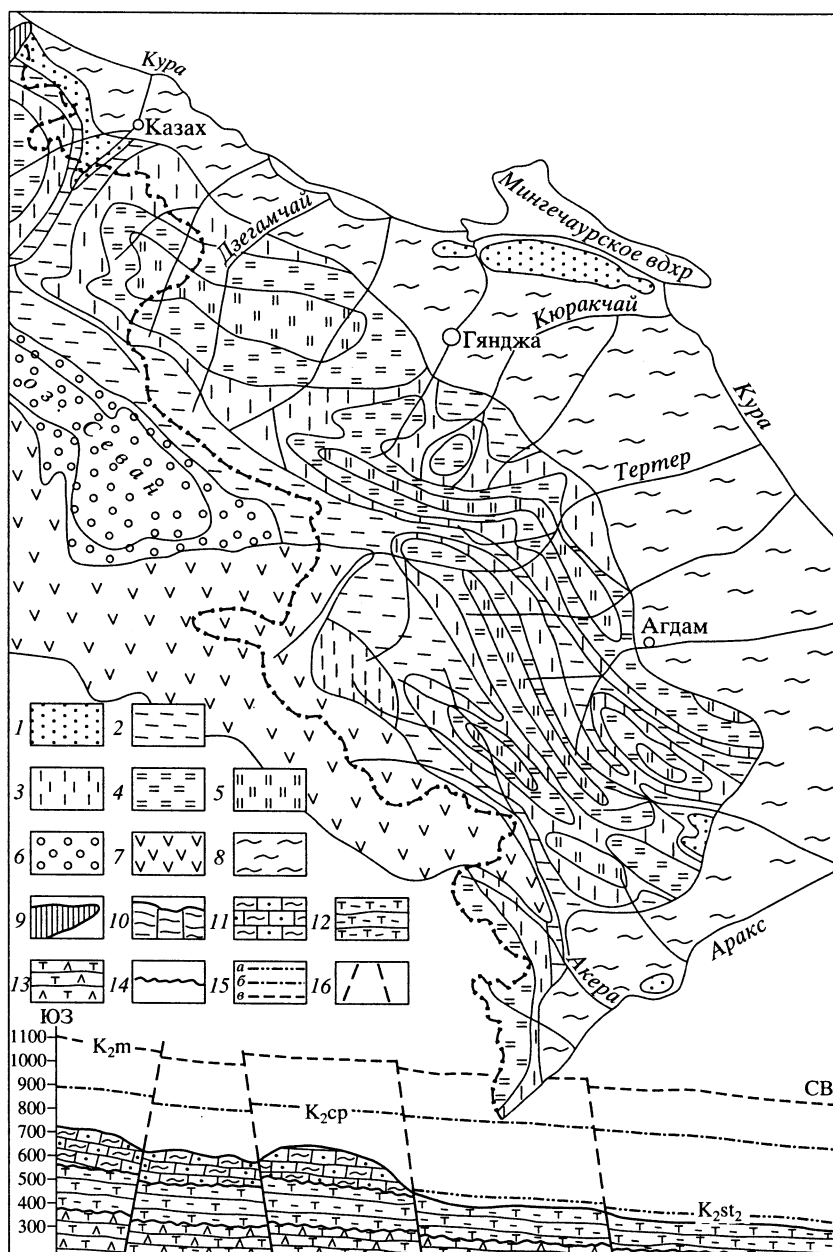
Наименование морфоструктур	Возраст срезанных отложений	Время начала исходной планации	Время завершения планации	Величина среза	
				мощность, м	скорость, мм/год
Какильское плато	Караган	Конка	Конка	85	0,01
Бабалярская гряда	В. сантон	Даний	Апшерон	570	0,01
	Кампан			380	0,01
Айдагская гряда				450	0,02
Газанчинская возвышенность	Келловей – оксфорд	Кампан	Олигоцен	1000	0,02
Учухская гряда	Н. коньяк	Маастрихт		850	0,02
Учгюльская возвышенность	В. коньяк – н. сантон			500	0,01
Ахдагское плато	Кампан	Даний		350	0,01
Гулахлыджинская гряда	Кимеридж	Сеноман		1250	0,02
Вайытлинская гряда		Бат	Маастрихт	1000	0,03
Гызылдагское плато	В. байос			1000	0,03
Мунджуклинская возвышенность	Н. байос			850	0,03
Гыздагская гряда		Кимеридж	Оксфорд	750	0,04
Тайдашское плато		Кимеридж	Альб	700	0,02
Заманлинская гряда	В. байос	Сеноман	Сармат	1650	0,04
Шахдагский хребет	С. эоцен	Позд. эоцен		800	0,05
Центральная часть Шамкирского массива	Н. байос	Позд. бат	Кимеридж	1600	0,08
Муровдагский хребет				1600	0,08
Карабахский хребет	Н. бат	Оксфорд	Титон	1500	0,07

В пределах же высокой ступени, где маастрихтские отложения размывались полностью, а кампанские – частично (сохранившаяся мощность последних 140 м), постмаастрихтский денудационный срез составляет 380 м. При этом допускается, что данная мощность есть результат постмаастрихт-досарматского периода денудации, продолжительность которого составляет примерно 56 млн. лет, а скорость срезания – менее 0,01 мм/год т.е. 10 м за 1 млн. лет. Различия в мощностях и скоростях денудационного среза в пределах единой морфоструктуры еще раз свидетельствуют, на наш взгляд, в большей степени о связи величин среза с продолжительностью морской планации, а не с давностью начала континентального этапа развития рельефа.

Ограничиваясь кратким изложением принципа определения величин мощности и скорости денудационного среза на примере Бабалярской морфоструктуры, отметим, что они таким же образом определены и для других морфоструктур. Между тем для полноты представлений о мощности и скорости денудационного среза в отношении всей территории (рисунок) ниже приводятся обобщенные данные о них по отдельным морфоструктурам в масштабах антиклинорных и синклинорных тектонических единиц.

Центральная часть Шамкирского антиклинорного куполовидного массива, согласно палеотектоническим построениям, начиная с батского времени подвергается морской абразии и вступает в субаэральные условия развития. Плоскость денудации, которой соответствует наиболее древняя поверхность выравнивания восточной части Малого Кавказа, срезает нижнебайосские вулканогенные образования.

Анализ истории развития показывает, что денудационный срез здесь завершается в конце оксфорда – начале кимериджа, и, согласно сохранившимся мощностям отложений, за этот отрезок времени (приблизительно за 20 млн. лет) были снесены комплексы среднеюрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований мощностью более 1600 м, а скорость срезания составила 0,08 мм в год или же 80 м за 1 млн. лет. Следует отметить, что поскольку



Картограмма мощности денудационного среза восточной части Малого Кавказа

Мощность денудационного среза: 1 – до 400 м, 2 – 400–800 м, 3 – 800–1200 м, 4 – 1200–1600 м, 5 – более 1600 м; 6 – котловина озера Севан; 7 – вулканическое нагорье; 8 – предгорные равнины; 9 – Бабалярская антиклинальная гряда; 10 – продольный профиль Бабалярской гряды; 11 – пелитоморфные известняки, мергели и песчаники кампана (K₂ cp.); 12 – туфы, туфопесчаники, известковые песчаники верхнего сantonа (K₂st₂); 13 – туфопесчаники, известняки, песчаники, вулканиты верхнего коньяка – нижнего сantonа (K₂cn₂st₁); 14 – стратиграфическое несогласие с базальным конгломератом; 15 – восстановленные кровли: а) верхнего коньяка – нижнего сantonа (K₂cn₂st₁), б) верхнего сantonа (K₂st₂), в) маастрихта (K₂m); 16 – тектонические нарушения

денудационное срезание, начавшееся со сводовой части Шамкирского куполовидного поднятия и распространявшееся и к его периферии, происходило прерывисто, то каждая ступень после завершения абразии впоследствии подвергалась расчленению.

Анализ фаций и мощностей среднеюрских отложений показывает, что в этот период приосевые зоны Муровдагского и Карабахского хребтов подвергались интенсивному прогибанию и происходило накопление вулканогенных отложений, мощность которых составила соответственно 3100 и 2800–3000 м. Затем их перекрыли маломощные келловей-оксфордские туфогенно-пирокластические и вулканогенно-осадочные образования (до 300 м). Таким образом, общая мощность среднеюрских и келловей-оксфордских отложений на Муровдагском хребте составляла 3400 м, а на Карабахском – 3100–3300 м.

В приводораздельной полосе Муровдагского хребта обнажается денудированная поверхность вулканогенных толщ нижнего байоса. Здесь были размыты отложения келловей-оксфорда (300 м), бата (1000 м), верхнего байоса (150 м) полностью и нижнего байоса частично (100–150 м). Таким образом, общая величина денудационного среза по юрским образованиям примерно за 20 млн. лет достигает здесь 1500–1600 м (скорость 0,07–0,08 мм в год, т.е. 75–80 м за 1 млн. лет).

Для приводораздельной части Карабахского хребта, где обнажается размытая поверхность вулканогенно-осадочных толщ нижнего бата, денудационный срез определен на основе анализа фаций и мощностей средне- и верхнеюрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Подсчеты показывают, что в результате размыва келловей-оксфордских (300 м) и батских (1000–1200 м) отложений суммарная величина денудационного среза за 20 млн. лет достигает здесь 1300–1500 м, а скорость срезания составляет 0,06–0,07 мм в год или же 60–70 м за 1 млн. лет.

Мощность денудационного среза морфоструктур сводовой части Агдамского антиклинория определяется на основе анализа фаций и мощностей верхнеюрских и меловых отложений, где сохранились кимериджские вулканогенно-осадочные образования. Восстановив первичную (около 2000 м) и сохранившуюся (около 400 м) мощности, определяем суммарную, максимальную величину денудационного среза (около 1600 м). Учитывая отсутствие берриасских отложений, полагаем, что абразия здесь начиналась с раннего мела и с перерывами продолжалась до плиоцена включительно (около 130 млн. лет), а скорость срезания составляет 0,01 мм в год или же 10 м за 1 млн. лет.

Общая мощность денудационного среза в пределах Лачинского антиклинория по верхнеюрским отложениям определяется в 1600 м. Несмотря на то, что, начиная с келловейского века, антиклинорий вступает в субаквальные условия развития и с перерывами подвергается абразии вплоть до плиоцена включительно, малые (в отношении длительности деформации – около 150 млн. лет) величины среза связаны с незначительностью темпов поднятия и соответственно денудации (скорость срезания 0,01 мм в год или 10 м за 1 млн. лет). Палеогеоморфологические реконструкции показывают, что прорывающий антиклинорий Шальва-Лачинский гипабиссальный интрузивный массив частично обнажается с позднего мела.

Подсчет мощности денудационного среза морфоструктур юго-восточной опущенной части Малого Кавказа показывает, что его величина в пределах морфоструктур, соответствующих осевым частям антиклинориев, изменяется от 800–900 до 1000–1600 м. На морфоструктурах Замзурского антиклинория денудационный срез по среднеюрским отложениям достигает наибольшей величины – 1600 м. Это связано главным образом с большей повторяемостью условий абразионной планиации юго-восточной периферии горного сооружения.

Мощность денудационного среза в пределах морфоструктур, соответствующих синклиниям, отличается сравнительно меньшими величинами. Подсчеты показывают, что они варьируют от 250–300 до 650–700 м, а в отдельных случаях имеют большие значения. Так, например, мощность денудационного среза в пределах Аргюнашской куполовидной возвышенности достигает 850 м, а в пределах Гарвендской серии морфоструктур по альбским отложениям доходит до 1000 м.

Изложенное позволяет заключить, что величины денудационного среза в пределах Малого Кавказа весьма изменчивы во времени и пространстве. Неравномерное распределение мощностей денудационного среза говорит о чередовании и асинхронности эпох денудации и аккумуляции в пределах отдельных морфоструктур, что связано с различиями в истории геологического и геоморфологического их развития. Интенсивность денудационных процессов также подвергалась изменению во времени в соответствии со знаком и темпом тектонических движений и со сложностью физико-географических условий. Поэтому полученные результаты величины денудационного среза для какой-либо морфоструктуры нельзя экстраполировать на всю территорию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ферсман А.Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 446 с.
2. Кривоуцкий А.Е. О масштабе денудационного среза горных пород // Геология и разведка. 1965. № 3. С. 34–56.
3. Хомич В.Г. О методике составления карт эрозионного среза для верхнемезозойских тектонических впадин (на примере Балейского рудного поля) // Вопросы геологии и метразведки золота. Вып. 1. Чита: 1976. С. 27–32.
4. Симонов Ю.Г. Две основные геоморфологические задачи при поисках эндогенного оруденения // Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. Чита: 1968. С. 3–8.
5. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 151 с.
6. Симонов Ю.Г. Принципы поисковой геоморфологии // Вопросы географии: Поисковая геоморфология. М.: Мысль, 1972. Сб. 92. С. 9–17.
7. Симонов Ю.Г. Теория геоморфологии (состояние и тенденции развития) // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1982. № 4. С. 22–28.
8. Пантелеев Л.С. К методике определения величины денудационного среза // Изв. Забайк. фил. ГО СССР. Чита: 1969. Т. 5. Вып. 1. С. 60–65.
9. Каревская И.А., Ананьев Г.С. Темпы денудации Верхнеколымского нагорья в четвертичном периоде // Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. Чита: 1968. С. 59–63.
10. Ананьев Г.С. Проблемы структурно-геоморфологического анализа центральных районов Колымы // М-лы Моск. фил. ГО СССР. Геоморфология. М.: Мысль, 1971. Вып. 5. С. 18–20.
11. Ананьев Г.С. Анализ расчлененности рельефа при поисках гидротермального оруденения // Вопросы географии. М.: Мысль, 1973. Сб. 92. С. 132–142.
12. Растворова В.А. Формирование рельефа гор (на примере горной Осетии). М.: Наука, 1973. 144 с.
13. Благоволин Н.С., Шевченко В.К. Магматические тела и проблема денудационного среза // Геоморфология. 1977. № 1. С. 27–37.
14. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
15. Кривоуцкий А.Е. Жизнь земной поверхности. М.: Мысль, 1971. 408 с.
16. Бронгулеев В.В., Муратов В.М. Опыт определения объема денудации в горах морфометрическим способом // Геоморфология. 1976. № 1. С. 44–50.
17. Габриелян Г.К. О денудационном срезе Кавказа // Геоморфология. 1979. № 3. С. 55–59.
18. Ахундов С.А. Интенсивность денудации Азербайджанской части Кавказа // Геоморфология. 1974. № 3. С. 46–52.
19. Ахундов С.А. Интенсивность смыва на водосборах горных рек Азербайджанской ССР в связи с новейшими тектоническими движениями // Уч. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук. 1978. № 1. С. 42–48.
20. Абасов М.А. О денудационном срезе и количественной оценке неотектонических движений на территории Нахичеванской АССР // Докл. АН АзССР. 1977. Т. 33. № 1. С. 42–46.
21. Ширинов Н.Ш., Ахундов С.А. Денудационный снос и его связи с геолого-геоморфологическими особенностями Азербайджанской ССР // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1978. № 3. С. 15–21.
22. Халилов Г.А. Морфоструктурный анализ СЗ части Малого Кавказа (в пределах Азерб. ССР): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Баку: Изд-во АН АзССР, 1980. 24 с.
23. Халилов Г.А. Морфоструктуры восточной части Малого Кавказа (Анализ рельефа: вопросы теории и практики). Баку: Изд-во ИПО "Азербайджанская Энциклопедия", 1999. 277 с.
24. Гаджиев В.Д. Вопросы денудационного среза Приараксинской области // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1983. № 3. С. 66–73.
25. Гаджиев В.Д. О величине денудационного среза Талыша // Докл. АН АзССР. 1986. Т. 42. № 11. С. 82–86.
26. Танрывердиев Х.К., Сафаров А.С. О денудационном срезе низкогорий Шемаха-Кобыстанской области и Апшерона // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1989. № 6. С. 28–33.
27. Хмаладзе Г.М. Взвешенные наносы рек Армянской ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 246 с.
28. Маккаев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 264 с.
29. Спиридонов А.И. Методы определения величины денудационного среза // Вопросы геоморфологии. М.: Изд-во МФ ГО СССР, 1974. С. 29–37.
30. Жандаев М.Ж. Скорость углубления рек // Географический сборник. Вып. 2. Алма-Ата: Изд-во КазГУ, 1975. С. 3–14.
31. Дели Р.О. Изверженные породы и глубины земли. М., Л.: Изд-во ОНТИ-НКТП, 1936. 519 с.
32. Халилов Г.А. О роли магматизма в формировании морфоструктур // Докл. АН АзССР. 1986. Т. 42. № 6. С. 51–54.

33. *Khalilov H.A.* Geomorphological aspect of magmatism and "Conseption of intralabelity" // 4th Intern. conf. on Geomorphology. Torino (Italia): 1997. 228 p.
34. *Худяков Г.И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1997. 256 с.
35. *Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (История тектонического развития). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. Т. 3. 263 с.
36. *Расулов Г.Л., Мамедзаде Р.Н.* Геологическое строение Прикуринского района западного Азербайджана. Баку: Элм, 1978. 159 с.
37. *Мамедзаде Р.И., Алиев О.Б.* Стратиграфия меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азерб. ССР). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. 304 с.

Институт географии АН Азербайджана

Поступила в редакцию
10.10.2000

EVALUATION OF THE DEGRADATION SHEET OF LESSER CAUCASUS

G.A. HALILOV

S u m m a r y

Some general and particular problems of the degradation sheet of Lesser Caucasus are discussed. Its value and rate of denudation are determined by stratigraphic methods. Due to significant complexity of geodynamic and paleogeomorphologic conditions of Lesser Caucasus evolution the denudation rate differs strongly from place to place and depends on morphostructures. The degradation sheet was consequently evaluated for each morphostructure particularly. It varies from 85 to 1650 m and the denudation rate – from 0,01 to 0,08 mm/y.