

18. *Ufimtsev G.F.* The continental rejuvenated mountain belts // *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 1994. V. 17. P. 87–102.
19. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // *Физика Земли*. 1982. № 1. С. 25–38.
20. Тектоническая карта Охотоморского региона. – М-б 1 : 2500000 / Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Фед. служба геод. и карт. России, 2000.
21. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника новейших рифтовых систем Евразии // *Тихоокеанская геология*. 1997. Т. 16. № 3. С. 13–28.
22. *Ollier C.D., Powar K.B.* The Western Ghats and the Morphotectonics of Peninsular India // *Z. Geomorphol.* 1985. Suppl. Bd. 54. P. 57–69.
23. Тарakanов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море // *Докл. АН СССР*. 1975. Т. 220. № 2. С. 339–341.
24. *Kawakami S., Fujii N., Fukao Y.* Frontiers of the Earth and Planetary Sciences: a Gallery of the Planetary Worlds // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. № 1. P. 1–8.
25. Уфимцев Г.Ф. Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. – Мат-лы совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. II. С. 218–220.
26. Косыгин Ю.А., Мальцев Ю.Ф., Романовский Н.П., Уфимцев Г.Ф. Эффект выталкивания геологических тел по данным гравиметрии и плотностных характеристик горных пород (на примере Дальнего Востока) // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 249. № 5. С. 1176–1180.
27. *Mugnier J.-L., Mascle G., Faucher Th.* La Structure des Siwaliks de l'Ouest Nepal: un prisme d'auretion intracontinental // *Bull. Soc. Geol. France*. 1992. Т. 163. № 5. P. 585–595.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию  
03.05.2001

## NEOTECTONICS OF MOUNTAINS IN EURASIA

G.F. UFIMTSEV

### S u m m a r y

Mechanisms of N-Q orogeny in the new-formed and regenerated orogenic belts, intermountain and platform regions of Eurasia are described. The development of fold, nappe-thrust, arch and arch-block mountains is described in details, as well as formation of intracontinental and marginal rifts, suture-block orogens and block mountains of the periphery of the continent. The factors of neo-orogenesis within the continent interior are discussed.

УДК 551.435.13 → 556.537 (23)

© 2002 г. Р.С. ЧАЛОВ

## ГОРНЫЕ РЕКИ И РЕКИ В ГОРАХ: ПРОДОЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ, МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА РУСЕЛ<sup>1</sup>

Речные долины и русла рек представляют собой важнейший элемент природы любой горной страны. В свою очередь русловые процессы являются одним из ведущих факторов формирования геоморфологического ландшафта, обуславливая вертикальное расчленение гор. Горные реки отличаются от равнинных морфологией своих русел, характеризуются абсолютным преобладанием направленного врезания, большой крутизной и изменчивостью по длине уклонов продольных профилей, часто их ступенчатостью и невыработанностью, галечным, галечно-валунным и валунным составом аллювия, его незначительной подрусловой мощностью, наличием или преобладанием

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64690).

скальных участков, где водный поток непосредственно контактирует с коренным ложем. Все это определяет специфику русловых процессов, которые на горных реках связаны с бурным течением, проявляющемся в своеобразии форм движения наносов и, как следствие, морфологии русел. Во многих случаях русловые процессы чередуются во времени с деятельностью селевых потоков или последние своими выносами из боковых притоков оказывают существенное влияние и на продольный профиль принимающей реки, и на состав наносов, и на тип ее русла.

Однако не всякая река в горах является горной по характеру русловых процессов, т.е. следует различать горные реки и реки в горах. Действительно, русловые процессы – это совокупность явлений, связанных с взаимодействием потоков и грунтов, слагающих их ложе, с одной стороны, эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов – с другой [1]. Обе составляющие (взаимодействие, эрозия – транспорт – аккумуляция) определяются кинематикой потока, т.е. соотношением его скорости  $v$  и глубины  $h$ ,

выраженными через число Фруда  $Fr = \frac{\alpha v^2}{gh}$  (здесь  $\alpha$  – корректив скорости Кориолиса),

критическое значение которого равно 1. При  $Fr < 1$  потоки спокойнее, их уклон меньше, а глубина – больше критических значений; при  $Fr > 1$  они бурные, уклон больше, а глубина меньше критических. Специфика воздействия бурных потоков на свои русла и их отличие от спокойных, транспорта наносов бурными потоками (с образованием гряд антидюнной формы; безгрядового, т.е. бесструктурного переноса обломочного материала; индивидуального перемещения крупных обломков – валунов, глыб) детально и достаточно полно были охарактеризованы Н.И. Маккавеевым [2], а затем в ряде работ автора [3–7], В.Ф. Талмазы и А.Н. Крошкина [8], З.Д. Копалиани и В.В. Ромашина [9]. Особое место занимают исследования Н.В. Хмелевой и Н.Н. Виноградовой [10], позволившие выявить на основе многолетних стационарных наблюдений закономерности формирования аккумулятивных форм руслового рельефа – побочней на больших горных реках и механизм переноса крупных обломков в верхних звеньях речной сети в горах.

Реки с бурными потоками и соответствующими им условиями и формами взаимодействия с ложем, эрозии, транспорта и аккумуляции наносов являются горными, со спокойными потоками – равнинными. Выделяются также полугорные реки [2–4], имеющие переменный режим кинетичности (в паводки их потоки бурные, в межень – спокойные) и являющиеся по этому признаку переходными по типу русловых процессов между горными и равнинными.

Условия перехода от спокойного режима течения к бурному, от равнинных рек к горным определяются через критический уклон по формулам [5]

$$I_{кр} = \frac{kgd_{ср}^{1/3} b_p^{1/2} v^{1/2}}{\alpha Q^{1/2}}, \quad (1)$$

$$I_{кр} = \frac{kgd_{ср}^{1/3} b_p^{1/2} v^{1/2}}{\alpha F^{m/3}}, \quad (2)$$

где  $d_{ср}$  – средняя крупность руслообразующих наносов (аллювия),  $b_p$  – ширина русла,  $v$  – скорость потока,  $Q$  – среднегодовой расход воды,  $F$  – площадь бассейна,  $\alpha$  – коэффициент Кориолиса,  $k$  – коэффициент. Используя связь площади бассейна с порядком реки  $F = k_1 e^{0.64N}$  и ее водностью  $Q = k_2 e^{0.60N}$ , можно получить [11, 12]

$$I_{кр} = \frac{kgd_{ср}^{1/3} b_p^{1/2} v^{1/2}}{\alpha e^{Nm/3}}, \quad (3)$$

где  $N$  – порядок реки, по схеме А. Шайдеггера. Отсюда, чем больше размер реки (ее водоносность, площадь, порядок), тем меньше критический уклон; с другой стороны, увеличение крупности наносов повышает его значения.

Горные реки никогда не бывают по составу аллювия (руслообразующих наносов) песчаными, так как скорости течения в них в несколько раз превышают неразмывающие  $v_n$  для песка и даже мелкой гальки. По данным Ц.Е. Мирцхулавы [13], при глубине потока 1 м  $v_n$  для наиболее крупных гравелистых песков ( $d_{cp} = 0.9\text{--}1.3$  мм) колеблется в пределах 0,70–0,89 м/с в зависимости от их однородности (степени сортированности), тогда как фактические скорости при той же глубине даже при минимальных уклонах, свойственных горным рекам, всегда больше 1 м/с, достигая 3,7 м/с [8] при максимальных значениях 4,8 м/с [14]. При этом мелкие валуны ( $d_{cp} = 150$  мм) начинают перемещаться при скоростях больше 1,60–1,98 м/с потоком глубиной 0,5 м и 2,14–2,52 м/с глубиной 1,0 м. Соответственно более мелкие наносы переходят во взвесь и не являются руслообразующими, лишь кольматируя галечно-валунные отложения при формировании отмелей в периферических частях русла с малыми скоростями течения.

Известно, что продольный профиль реки в условиях, близких к выработанному, описывается уравнением [2]

$$Q^m I = \text{const}, \quad (4)$$

где  $m$  – коэффициент, равный приблизительно  $2/3$  и различающийся у разных исследователей в зависимости от  $Q$ ; величина  $\text{const}$  определяется шероховатостью ложа, формой живого сечения и другими характеристиками русла. При прочих равных условиях, чем больше (длиннее) река и соответственно площадь ее бассейна и водность, тем меньше уклоны и больше вогнутость продольного профиля. Поэтому чем ближе водораздельные хребты находятся к границе горной страны и предгорной равнинной области (Большой Кавказ, Заийский Алатау), тем короче и маловоднее пересекающие горную страну реки, больше их уклоны, и все они по русловым процессам являются горными. Лишь наиболее крупные из них (с площадью бассейна больше 100 км<sup>2</sup>) имеют в пограничной (горы – равнины) зоне уклоны, меньшие, чем соответствующие горным рекам, и они еще в пределах горной области становятся (по типу русловых процессов) полугорными (Мзымта, Бзыби, Кодори, Ингури – реки, начинающиеся на склонах Главного Кавказского хребта и впадающие в Черное море).

В больших по территории и топографически сложных горных странах (Алтай, горы Восточной и Южной Сибири, Средней Азии) увеличение водности рек (площади бассейнов более 10000 км<sup>2</sup>) обеспечивает снижение уклонов до значений, характерных для полугорных (Катунь, Бия на Алтае) и равнинных рек (меньше 0,30–0,50 ‰). Например, верхняя Лена [15] на участке Качуг – Усть-Кут – устье Киренги, протекающая среди гор Прибайкалья, имеет уклоны 0,32–0,11 ‰ (площадь бассейна у Качуга – 17,4 тыс. км<sup>2</sup>, ниже устья Киренги – 140 тыс. км<sup>2</sup>; среднегодовые расходы воды у Качуга – 87,6, у Усть-Кута – 295 и ниже устья Киренги – 950 м<sup>3</sup>/с). Однако равнинные (по русловым процессам) реки имеют в горах галечно-валунное русло. Такими являются верхняя и средняя Лена и ее большие притоки (Киренга, Витим, Олекма, Алдан), Енисей, протекающий по границе Среднесибирского плоскогорья, Томь в пределах Кузбасса, верхний Амур. Это связано как с непосредственным поступлением в реки крупнообломочного материала с горных склонов (в бассейне верхней и средней Лены они покрыты курумами и осыпями), так и с выносами галечно-валунных наносов из горных притоков.

Такой состав руслового аллювия на равнинных реках горных областей создает внешнее сходство их с собственно горными реками, однако они отличаются от них механизмом формирования русла и транспорта наносов [16], обуславливающих большую устойчивость русел, формирование галечно-валунных гряд с асимметричным (нормальным) профилем и т.д.

В соответствии с уравнением (4) продольный профиль реки, имеющей нарастающую от верховьев к низовьям водность, характеризуется вогнутой формой, причем стрела его прогиба смещена к верхнему течению [2, 17]. Это, однако, не исключает определенной волнистости продольного профиля (рис. 1, А) даже в условиях, когда он является выработанным, т.е. река характеризуется выровненной по длине транспортирующей способностью потока. Проявляясь в местных увеличениях уклонов, такая волнистость наиболее характерна для рек, полностью протекающих в горах, причем не только горных и полугорных, где она выражена наиболее отчетливо, но и равнинных, в том числе крупнейших, если они последовательно пересекают межгорные впадины и горные массивы. Первый случай (реки в горах) связан с konsekventным расположением реки, заложенной по нормали к водораздельному и боковым хребтам и внутригорным впадинам между ними или чередованию konsekventных (поперек хребтов) и субsekventных (параллельно им) участков. Второй случай можно проиллюстрировать двумя примерами. Средний Амур [18] в пределах Зейско-Буреинской равнины имеет уклоны 0.085–0.099 ‰; пересекая Малый Хинган на участке длиной около 100 км его уклоны возрастают вдвое – до 0.185 ‰, хотя и остаются соответствующими равнинной реке. На верхней Лене [15] уклоны снижаются от 2.82 ‰ в верховьях до 0.11 ‰ к устью р. Киренги, ниже возрастают до 0.17 ‰ (река здесь расчленяет Байкало-Патомское нагорье); далее вниз по течению к устью Олекмы они вновь уменьшаются до 0.05 ‰ и таковыми сохраняются до дельты, несмотря на то, что перед ней на протяжении нескольких сотен километров река течет в "Ленской трубе" между Хараулахскими горами и кряжем Чекановского.

Пересечение реками различных морфоструктур сопровождается сменой геологического строения, литологии и инженерно-геологических характеристик горных пород. Это определяет поступление разного в отношении устойчивости к дроблению, истиранию, выветриванию и соответственно неоднородного по крупности обломочного материала. Так как

$$d_{cp} = kI^{0.9}, \quad (5)$$

то увеличение или уменьшение крупности среднего диаметра донных руслообразующих наносов должно приводить к соответствующим изменениям уклона реки. Зависимость (5) характеризует гидравлическую сортировку аллювия, однако известно [2], что уклон реки отражает затраты энергии потока, в том числе на перемещение наносов, и численно равен гидравлическому уклону, представляющему собой сумму потерь энергии потока, отнесенной к единице длины потока. Чем крупнее наносы, транспортируемые рекой, тем больше должен быть уклон, поскольку растут затраты энергии потока на их транспорт. Поскольку, по Шези – Маннингу, уклон пропорционален квадрату скорости ( $v = \frac{1}{n} h^{2/3} I^{1/2}$ ), то

$$d_{cp} = f(v^2) \quad (6)$$

Заменяя глубину потока  $h$  выражением  $h = \frac{\omega}{b_p} = \frac{Q}{vb_p}$ , получаем

$$d_{cp} = kQ^{0.8} b_p^{-0.8} I^{0.6}, \quad (7)$$

причем произведение  $QI$  отражает мощность потока; коэффициент  $k$ , как и в (5), имеет региональный смысл. Это соотношение более точно отражает сущность изменения крупности обломочных частиц  $d_{cp}$ , чем ранее использованное  $d_{cp} = f(v)$  [7, 19], так как квадрат скорости определяет кинетическую энергию и силу скоростного напора, сдвигающую частицы. Близкий результат был получен А.Н. Крошкиным [8], но без

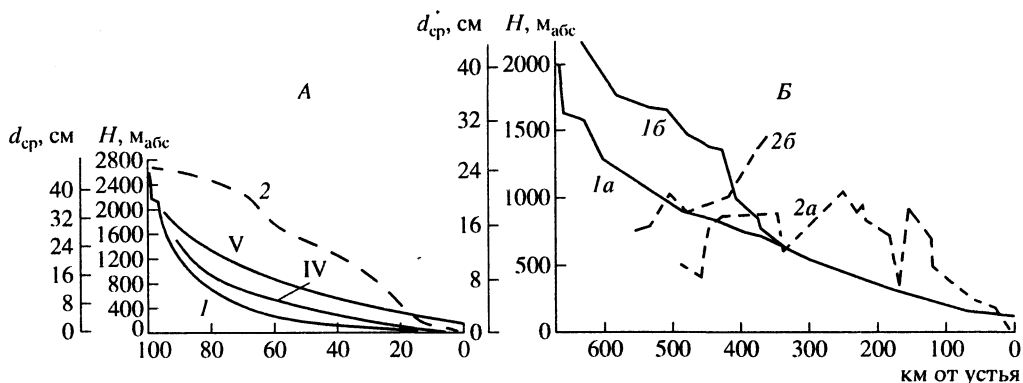


Рис. 1. Продольные профили (1) и изменение средней крупности  $d_{cp}$  руслового аллювия (2)

А – на р. Кодори, Западный Кавказ; Б – на реках Катунь (а) и Чуя (б), Алтай. IV, V – профили четвертой и пятой террас р. Кодори

учета ширины русла, изменения которой приводят к рассредоточению или концентрации потока, увеличению или уменьшению удельной его мощности:

$$d_{cp} = 1.6I^{0.9} \left( \frac{Q}{\sqrt{g}} \right)^{0.4} \quad (8)$$

Учитывая значение крупности наносов в формировании уклона рек и изменения транспортирующей способности потоков, модель выработанного продольного профиля была получена в виде [20, 21]

$$IQ^m d^{-n} = \text{const} \quad (9)$$

На равнинных реках с песчаным составом наносов и на крупнейших равнинных реках с галечно-валунными наносами, где огромная мощность потоков обуславливает возможность транспортировки крупных обломков [7, 8], их размеры, как и на песчаных реках, несоизмеримо малы по сравнению с глубиной потока; поэтому крупностью наносов как фактором, определяющим шероховатость русла, можно пренебрегать. В этом случае формула (9) приобретает вид (4).

Таким образом, выработанный продольный профиль горных рек и равнинных рек, протекающих в горах и имеющих галечно-валунный аллювий, может иметь волнисто-вогнутую форму. Степень приближения к нему реальных продольных профилей рек определяется интенсивностью вертикальных русловых деформаций, в горных странах – в основном врезанием рек, хотя в отдельных случаях процесс выравнивания транспортирующей способности потоков в горах достигается направленной аккумуляцией наносов.

Тектоническое поднятие горных стран обуславливает абсолютное преобладание врезания рек, протекающих в горах. При выработанном продольном профиле скорости обоих процессов – поднятие и врезание, должны быть равны; при невыработанном профиле врезание либо отстает от поднятия, что приводит к увеличению уклонов и общей крутизны продольного профиля по всей речной системе, либо превышает его. В первом случае невыработанность профиля становится со временем все больше. Так как при этом рост уклонов приводит к увеличению мощности потока (при неизменной водности реки), врезание постепенно интенсифицируется. Во втором случае профиль русла приближается к выработанному, и интенсивность врезания становится меньше.

Условия превышения скорости поднятия над врезанием иллюстрирует рис. 1, А, на котором наряду с современным профилем реки показаны профили IV и V террас

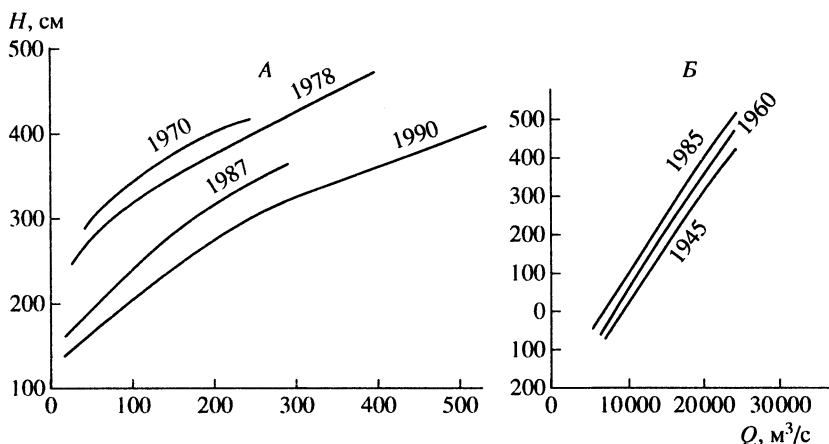


Рис. 2. Изменение кривых связи расходов воды и уровней

А – вследствие врезания реки (р. Чаткал, Западный Тянь-Шань, г.п. Худодой); Б – вследствие направленной аккумуляции наносов (р. Амур, Сихотэ-Алинь, г.п. Комсомольск-на-Амуре)

р. Кодори (Западный Кавказ). При поднятии Большого Кавказа в его осевой зоне 10 мм/год [22] интенсивность врезания рек, определенная разными методами [23–26], оценивается в 0.5–7.0 мм/год. Превышение поднятия над врезанием привело к тому, что крупность аллювия на высоких террасах меньше, чем на низких и в современном русле. Используя зависимость (5), было получено [24], что уклон русла Кодори на участке выхода реки из гор в предгорья в период формирования V террасы был в 1.9 раза меньше современного (3.3 ‰ против 6.2 ‰). Такие же скорости врезания определены А.А. Никоновым [26] для рек не только Кавказа, но и гор Средней Азии, Карпат, Монгольского нагорья и других горных стран. Однако в условиях ступенчатости продольных профилей в сложно построенных горных системах на отдельных участках возможно врезание рек с намного большей интенсивностью. Так, С.К. Хакимов [19] по кривым связям расходов воды и уровней для рек Западного Тянь-Шаня (Пскем, Угам, Чаткал) за несколько десятков лет установил, что эти реки врезаются со скоростью 1–7 см/год (рис. 2, А). С максимальной скоростью они врезаются в узких ущельях, где поток стеснен скалами, а их русла практически лишены галечно-валунного покрова. Благодаря большим скоростям течения (до 5 м/с и более) во время паводков наносы транзитом проходят через такие участки, а поток непосредственно контактирует со скальным ложем; влекомые потоком галька и валуны коррадируют ложе, разрушая слагающие его горные породы и способствуя ускорению врезания реки. Еще больше скорости врезания горной реки (до 30–40 см/год) были описаны на р. Алабуга (Центральный Тянь-Шань) как следствие прорезывания рекой толщи трудноразмываемых пород, являющейся водопором, и последующего формирования русла в легкоразмываемых алевролитах [27]. При этом морфологические признаки (широкие аллювиальные равнины – главные или "цикловые" террасы; глубоко, до 100–150 м, врезанные в них каньоны; висячие устья притоков и т.д.) свидетельствуют о широком распространении, хотя и на отдельных участках рек, интенсивного врезания рек, существенно превышающего усредненные характеристики [28].

Подобный эффект активизации врезания был рассмотрен Н.И. Маккавеевым [2], который, классифицируя продольные профили рек по преобладающим процессам трансформации, отнес их к типу профилей рек, "находящихся в стадии усиленной эрозии" (с. 215) и являющихся невыработанными, отличающимися "тем, что в одном из звеньев всей русловой системы или на отдельных участках главного ствола и основании его ветвей наблюдается более высокая интенсивность... эрозии" (с. 217).

Большие реки горных стран, равнинные по русловым процессам, как правило, характеризуются медленным врезанием, устанавливаемым лишь иногда (например, для средней Лены со скоростью 0.5 мм/год) по кривым связей расходов воды и уровней [29]. В большинстве случаев очень малая интенсивность процесса не позволяет за период наблюдений на гидрологических постах оценить скорости врезания. Однако о нем свидетельствует преобладание врезанного типа русла вплоть до узких и глубоких ущелий и каньонов, дефицит руслообразующих наносов и непосредственный контакт потока с коренным ложем, цокольные поймы небольшой ширины (меньше ширины русла), обрамляющие выпуклые берега врезанных излучин или развитые на островах, останцы надпойменных поверхностей на островах и т.д.). Таковы Витим [30], Алдан [31], Яна при пересечении Куларского горного массива [32]. Вместе с тем в ряде случаев при пересечении равнинными реками горных массивов (средний Амур в пределах Малого Хингана) постоянное положение кривых  $Q = f(H)$  объясняется тем, что темпы поднятия и темпы врезания совпадают, и выходы на дне по всей длине участка скальных коренных пород создают своеобразный естественный "водослив с широким порогом" [18], понижения отметок которого вследствие врезания компенсируется их поднятием на такую же величину.

Процессы систематической направленной аккумуляции наносов в принципе не характерны для горных рек. Они проявляются лишь в случае образования подпрудных озер (при горных обвалах, выносе селевого материала из притоков, как это произошло в 2000 г. на р. Баксан у г. Тырныауза, и т.д.), ограничиваясь короткими участками. Более распространено это явление на больших равнинных реках в горах. Например, аккумуляция наносов отмечена на верхнем Енисее в пределах Шушенской котловины, испытывающей погружение относительно окружающих ее хребтов Западного и Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау [33]. Нижний Амур аккумулирует наносы на всем своем протяжении от слияния с р. Уссури до устья даже при пересечении им северных отрогов Сихотэ-Алиня (рис. 2, Б), что является следствием общего прогибания земной коры. Скорость аккумуляции оценивается в среднем величиной 0.56–1.2 мм/год [34]. Здесь на участке врезанного русла Амура происходит образование приустьевых озер (озер подтопления) на всех его притоках, устья которых отделяются от русла главной реки прирусловыми валами. Некоторые из этих озер соответствуют наиболее пониженным блокам земной коры (Болонь, Кизи, Удыль).

### **Типы русловых процессов и их вертикальная зональность**

Большой диапазон уклонов определяет разнообразие условий взаимодействия потоков и ложа рек, транспорта наносов и развития форм самого русла и рельефа русел горных рек. Поэтому последние по русловым процессам разделяются на несколько типов – горные с развитыми аллювиальными формами, горные с неразвитыми аллювиальными формами, порожиисто-водопадные и селевые. Подобно тому, как в зависимости от крупности наносов и размеров реки (ее водности, площади бассейна и порядка) осуществляется переход от равнинных к полугорным и горным рекам [1–3], который из типов русловых процессов горных рек развивается в определенном интервале уклонов, нижнее значение которых является критическим (таблица). При этом вследствие различий в шероховатости, создаваемой наносами разной крупности (галечными, мелко- или крупновалунными, валунно-глыбовыми), реки одного размера характеризуются разными типами русловых процессов, что определяет скользящие интервалы уклонов, соответствующих каждому из них. Механизм русловых процессов горных рек каждого типа подробно рассмотрен в ряде работ автора [1, 3, 7] и А.Н. Крошкиным [8], давшим им другие названия (предгорно-равнинные с грядовым движением наносов; горно-предгорные с переходной формой транспорта наносов; высокогорные с безгрядовым движением наносов).

Вследствие зависимости типов русловых процессов на горных реках от уклона при вогнутой форме продольных профилей создается вертикальная зональность в их

**Типы русловых процессов горных рек и рек в горах и соответствующие им интервалы уклонов (‰) в зависимости от их размеров (площади бассейна и порядка)**

| Типы русловых процессов                 | Уклоны рек с площадью бассейна, км <sup>2</sup> |                  |          |         |
|-----------------------------------------|-------------------------------------------------|------------------|----------|---------|
|                                         | > 1000                                          | 1000–100         | 100–10   | < 10    |
|                                         | порядка (по схеме А. Шайдеггера) [12]           |                  |          |         |
|                                         | > 8.3                                           | 9.0–3.0          | 5.6–2.0  | < 2     |
| Равнинный                               | < 0.3–0.5                                       | < 0.5–0.7        | < 5–7    | < 10–15 |
| Полугорный                              | 0.3–7                                           | 0.5–7            | 5–10     | 10–20   |
| Горный                                  |                                                 |                  |          |         |
| а) с развитыми аллювиальными формами,   | 1.0–14                                          | 5–17             | 7–30     | 15–80   |
| б) с неразвитыми аллювиальными формами, | 2.0–20                                          | 7–40             | 18–70    | 25–125  |
| в) порожиисто-водопадный,               | > 4.0                                           | > 20             | > 25     | > 40    |
| г) селевой                              | –                                               | > 15–30          | > 30–100 | > 70    |
| Скальное русло                          |                                                 | При всех уклонах |          |         |

распространении: от предгорий к высокогорью происходит последовательная смена полугорного русла различными типами горных вплоть до порожиисто-водопадного [35, 36]. По-видимому, поэтому А.Н. Крошкин [8] дал названия типам русла в соответствии с высотными поясами (высокогорный, горно-предгорный, предгорно-равнинный). Подобная схема вертикальной зональности русловых процессов на горных реках прослеживается на южном склоне Западного Кавказа, в Карпатах, других горных областях, в которых от главного водораздельного хребта до предгорных равнин (на Кавказе до побережья Черного моря) основные реки имеют преимущественно консеквентное направление. По долинам основных рек (Бзыби, Кодори, Ингури, Риони на Кавказе, Стрыя, Тиссы в Карпатах, образующих глубокие ущелья) из-за их продольных профилей зоны распространения аллювиальных типов русел горных рек как бы втягиваются в высокогорную область, достигая подножья главных водораздельных хребтов. Поэтому конфигурация зон распространения тех или иных типов русел горных рек оказывается довольно сложной. Например, горы Кавказа характеризуются преимущественным развитием на реках порожиисто-водопадных русел, образующих наиболее обширную по площади зону (рис. 3, А). По направлению к Черноморскому побережью она сменяется последовательно зонами распространения русел горных рек с неразвитыми аллювиальными формами, с развитыми аллювиальными формами, полугорных рек, а в пределах Колхидской низменности – равнинных рек. Вдоль основных рек зона распространения порожиисто-водопадных русел резко сокращается по ширине, ограничиваясь южными склонами Главного Кавказского хребта, тогда как другие зоны образуют вытянутые вверх по долинам рек "языки". Граница между зоной распространения горных русел с развитыми аллювиальными формами и зоной развития полугорных рек, ооконтуривающая область приморских низменностей, вытянута субпараллельно Главному Кавказскому хребту.

В то же время реки северного склона Большого Кавказа отличаются ступенчатостью продольных профилей. Таков Терек [37], в самых верховьях которого уклон реки составляет 60‰, но в пределах Бежитинской депрессии и Кобийской котловины уменьшается до 9–12‰. Местное увеличение уклона между ними отмечается в ущелье Трусовской Косары, где средний уклон составляет 20‰. В Хевском ущелье уклоны увеличиваются до 20‰, но снова уменьшаются до 8–9‰ в Армхи-Джераховской депрессии. Уклон реки резко увеличивается до 55‰ в Дарьяльском ущелье при пересечении рекой Скалистого хребта. Начиная отсюда и вплоть до предгорной



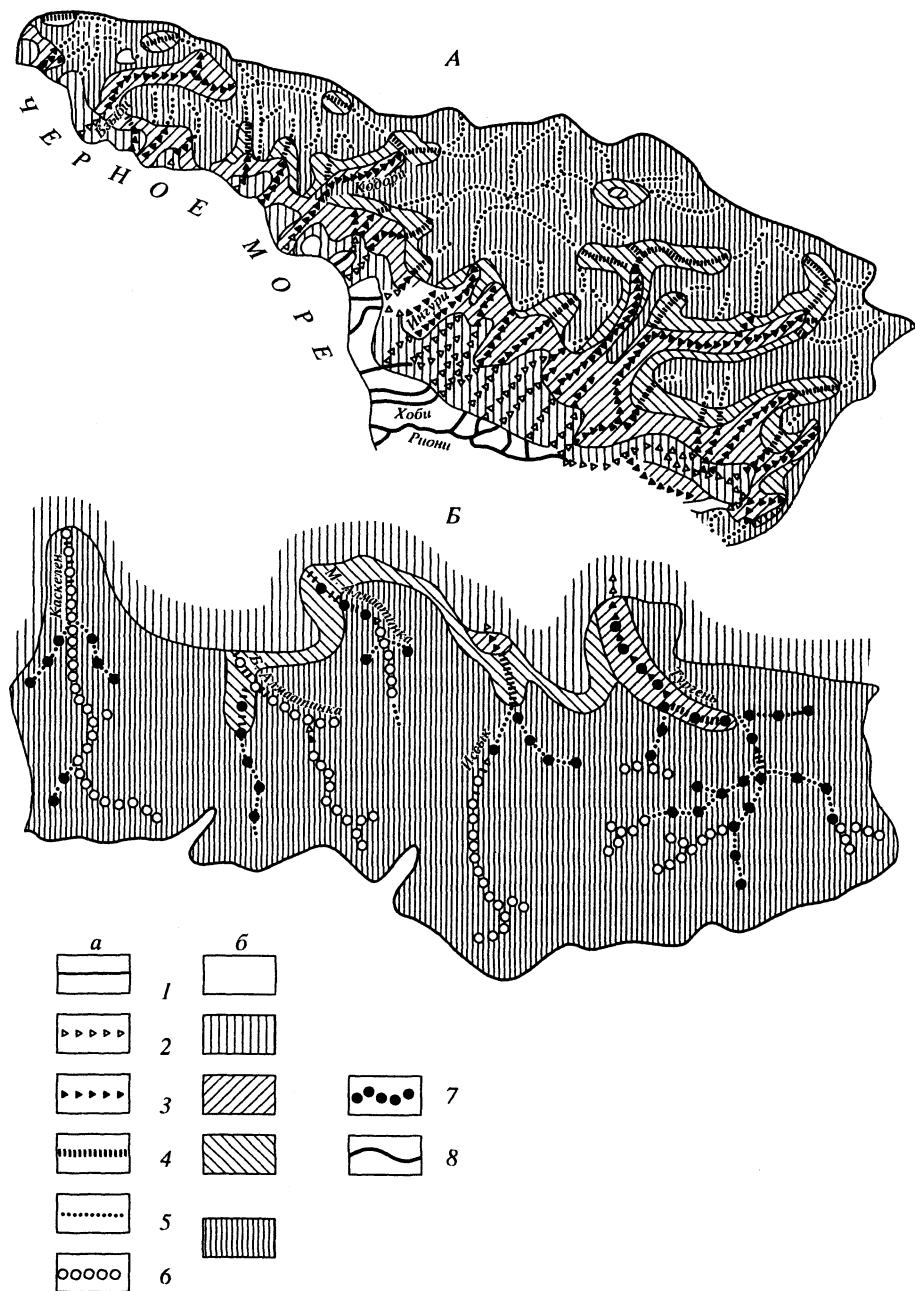


Рис. 3. Схемы вертикальной зональности горных областей по распространению различных типов русловых процессов на реках

А – при вогнутых продольных профилях рек, близких к выработанным (южный склон Западного Кавказа); Б – в условиях активной селевой деятельности (северный склон Заилийского Алатау).

Типы русловых процессов (а) и районы их распространения (б): 1 – равнинные, 2 – полугорные, 3 – горные с развитыми аллювиальными формами, 4 – горные с неразвитыми аллювиальными формами, 5 – порожисто-водопадные, 6 – селевые. Прочие обозначения: 7 – селевые отложения (возраст более 15 лет), 8 – оси главных хребтов (Главного Кавказского, Заилийского)

области происходит закономерное уменьшение уклона, и на Северо-Осетинской равнине он составляет 2,2‰. Ниже по течению в Эльхотовских воротах (Сунженский хребт) имеется перегиб продольного профиля реки: уклон увеличивается до 2,8‰. От истока до Эльхотовских ворот в горной части Терек представлен различными типами горных русел: порожиисто-водопадным; с неразвитыми аллювиальными формами и безгрядовым движением наносов; с развитыми аллювиальными формами и грядовой структурой руслового рельефа и лишь в пределах Северо-Осетинской равнины – полугорным руслом. Ниже Эльхотовских ворот наблюдается переход от полугорного русла к равнинному. В результате на Тереке наблюдается распространение горного русла в пределы предгорий, а полугорного – в пределы равнины. Аналогичное соотношение между типами русел и орографическими элементами отмечено [38] на малых горных реках Западного Тянь-Шаня.

Таким образом, по длине Терека происходит изменение типа русла в направлении увеличения его "горности" несколько раз. В самых верховьях и в ущельях русло порожиисто-водопадное. В расширениях долины на коротких отрезках в их верхней части и перед входом в ущелье русло характеризуется неразвитыми аллювиальными формами, но в основном здесь развиты многочисленные галечные формы руслового рельефа, которые обуславливают преобладание здесь горного русла с развитыми аллювиальными формами. Характерно, что порожиисто-водопадное русло в верховьях и в ущелье Трусовской Косары является скальным; скопления валунов и глыб здесь сравнительно редки. Основной фон они создают в Хевском ущелье. В Дарьяльском ущелье русло селевое; его морфологический облик определяется мощными выносами из селевых притоков глыбово-валунного материала. Формирование русла Терека среди селевых накоплений обуславливает резкое изменение мутности потока: если выше по течению его поток практически лишен взвешенных наносов, то ниже мутность возрастает в сотни раз, а цвет воды становится грязно-фиолетовым. Повышенная мутность Терека объясняет образование мощного пойменного наилка на широкопойменных участках реки ниже по течению, еще в пределах горной зоны, что вообще не характерно для горных рек и рек в горах, в большинстве своем характеризующихся малой мутностью.

В других горных областях, отличающихся ступенчатыми продольными профилями рек, наличием обширных внутригорных котловин и местных базисов эрозии (Алтай, Центральный Тянь-Шань, Памир), наблюдается неоднократное изменение типов русел вниз по течению, связанное с крупными перегибами продольного профиля. Так, русла рек, впадающих в оз. Иссык-Куль (Тюп, Джаргалан), по своему распространению создают вертикальные зоны от имеющей порожиисто-водопадные русла, приуроченной к хребтам Терскей-Алатоо и Кунгей-Алатоо, до зоны с руслами полугорного типа, опоясывающей Иссык-Кульскую котловину и достигающей северного и южного побережья озера, и равнинными, вытянутыми вдоль низовий рек, впадающих в озеро с востока. К западу от оз. Иссык-Куль вдоль Чуйской долины последовательность изменения типов русел повторяется. Другим примером служат реки бассейна верхней Амударьи с крутым перегибом продольного профиля на границе Восточного и Западного Памира. На Восточном Памире у них большие уклоны и порожиисто-водопадные русла в верховьях, в пределах хребтов Заалайского, Сарыкольского и других. Далее вниз по течению реки протекают в слабоврезанных долинах, имеют небольшие уклоны и в основном русла с развитыми аллювиальными формами. При переходе на Западный Памир эти же реки образуют глубокие ущелья, уклоны русел возрастают в десятки раз, они становятся порожиисто-водопадными. Лишь постепенно уклоны рек Пянджа, Сурхоба, Обихонгоу уменьшаются, вновь развиваются аллювиальные типы русла.

На Алтае также абсолютно преобладают горные типы русла [39] по всей длине рек. Однако благодаря сложности геоморфологического строения на Чуе во внутригорных котловинах (Чуйской и Курайской степях) русло на протяжении участков длиной до 40 км равнинное, а смена типа русла от горного порожиисто-водопадного до

горного с развитыми аллювиальными формами и даже равнинного происходит не менее трех раз (рис. 1, Б). На Катуни на фоне закономерного изменения русла от высокогорья (горное порожисто-водопадное) к предгорьям (полугорное и равнинное) наблюдается сложное чередование участков с разными типами горного русла: во внутригорных котловинах – горное русло с развитыми аллювиальными формами, на участках пересечения хребтов – горное русло с неразвитыми, аллювиальными формами.

Ступенчатость продольного профиля и неоднократное изменение типов горных русел возникают в устьях селевых притоков. Конусам выноса селей соответствуют крупные перегибы профилей, выше которых форма их вогнутая, причем тип русла меняется от порожисто-водопадного до полугорного, после чего происходит увеличение уклонов, на порядки величин растет крупность наносов (мелкогалечные замещаются валунно-глыбовыми), русло вновь становится порожисто-водопадным. Подобная "селевая" предопределенность невыработанности ступенчатого профиля и смена типов русел свойственна Баксану и ряду других рек Северного Кавказа, Варзобу (Памиро-Алай), Алаарче и другим рекам северных склонов Киргизского хребта и Заилийского Алатау [40].

Таким образом, высотные зоны, в пределах которых развиты те или иные типы горных русел, оказываются в подобных случаях довольно сложными и неоднократно повторяющимися в зависимости от орографии горной области.

В условиях активной селевой деятельности и избыточного поступления обломочного материала со склонов, как правило необлесенных, продольный профиль рек в целом оказывается более крутым, чем у таких же по водности рек, но с меньшим поступлением материала. В результате границы зон распространения порожисто-водопадных и горных русел с неразвитыми аллювиальными формами смещаются вниз по течению основных рек, иногда полностью исчезает вероятность проникновения вдоль них в горную область типов русел, соответствующих низкому поясу гор и предгорий. В результате высотные зоны с определенным "горным" типом русловых процессов отличаются субпараллельным расположением по отношению к осевой зоне горного массива. Обычно это характерно для передовых хребтов, непосредственно граничащих с предгорной или равнинной областями. Таковы реки, стекающие с Чаткальского хребта [38] и Заилийского Алатау [40], долины которых заполнены селевыми отложениями, а русла являются селевыми. Однако в зависимости от продолжительности межселевого периода последние под воздействием водного потока трансформируются в соответствии с уклоном и крупностью обломочного материала в порожисто-водопадное или горное с неразвитыми аллювиальными формами. При этом зоны их развития, как и селевых русел, могут распространяться на предгорную область, где реки формируют конусы выноса, на которых они разбиваются на рукава, каждый из которых имеет горные русла того или иного типа. На реках Чаткальского хребта [38] вплоть до предгорий протягивается зона распространения порожисто-водопадных русел, а горные русла с развитыми аллювиальными формами встречаются уже за пределами горной области, быстро сменяясь руслами полугорного типа. При этом у рек, водосборы которых лишены растительного покрова, а на склонах гор широко развиты эрозионные процессы (Заркент, Паркент), конусы выноса селей находятся уже в предгорьях. В то же время в долине р. Сукок, где 50–60 лет проводились лесомелиоративные работы, имеются лишь следы былой селевой деятельности, русло реки превратилось в горное с неразвитыми аллювиальными формами, а близ выхода в предгорья – в горное с развитыми аллювиальными формами. В бассейне р. Чирчик, где склоны долины р. Акташ были полностью облесены еще в конце XIX в., благодаря сокращению количества поступающего обломочного материала и в процессе врезания уклон уменьшился и сформировалось русло с развитыми аллювиальными формами, тогда как в соседней долине, склоны которой практически лишены лесной растительности, русло селевое.

Реки Заилийского Алатау (рис. 3, Б) в большинстве своем характеризуются интенсивной селевой деятельностью, и селевые русла или порожисто-водопадные на селе-

вых отложениях (сели проходят с интервалами более 15 лет, и за это время русло трансформируется водным потоком) распространены вплоть до предгорной области и конусов выноса. Исключение составляет р. Тургень, русло которой полностью утратило селевой облик, так как последний сель здесь прошел в 1841 г. Для Тургеня характерна типичная для неселевых рек последовательная смена типов русел от порожиисто-водопадного в верховьях до полугорного при выходе из гор на предгорную наклонную равнину.

Таким образом, вертикальная зональность русловых процессов на горных реках в зависимости от степени выработанности продольных профилей рек, их формы, а также селевой деятельности как на самой реке, так и на притоках может быть четырех видов: 1) с проникновением в средне- и высокогорные области вдоль долин главных консеквентных рек зон распространения русел полугорных или горных с развитыми аллювиальными формами; 2) с неоднократным чередованием вдоль рек всех типов русловых процессов; 3) с субпараллельным расположением зон и последовательной сменой их от осевой зоны (высокогорье) до предгорной порожиисто-водопадных русел горными аллювиальными и полугорными; 4) с распространением только селевых или порожиисто-водопадных русел.

### **Морфодинамические типы русел и горизонтальные русловые деформации**

В соответствии с морфодинамической классификацией речных русел [7, 41] при любом типе русловых процессов русла рек могут быть врезанными, адаптированными или широкопойменными (что соответствует условиям ограниченного или свободного развития русловых деформаций в зависимости от геолого-геоморфологического строения территории), характеризоваться той или иной морфологией (излучины, разветвления, относительно прямолинейное русло и их разновидности) и особенностями переформирования (горизонтальных деформаций). Среди горных рек по первому признаку преобладают врезанные, хотя по мере уменьшения уклонов и расширения долины, а также во внутригорных впадинах и на субсеквентных участках русла являются широкопойменными. Последние доминируют при выходе рек в предгорья, но пересечение ими здесь различных по своей морфоструктуре участков обуславливает наличие и других геоморфологических типов русла (врезанных, адаптированных).

В то же время формирование русла с той или иной морфологией происходит при определенном сочетании гидравлических характеристик потока, крупности и состава наносов. Например, для образования излучин требуется определенное сочетание между расходом воды и уклоном [2]. При малых значениях этого соотношения, что характерно для порожиисто-водопадных и русел с неразвитыми аллювиальными формами, типичные излучины не формируются. Русла обычно прямолинейны или в широкопойменном русле разветвляются на рукава, причем каждый рукав может быть порожиисто-водопадным или иметь русло с неразвитыми аллювиальными формами. В последнем случае русло характеризуется выдержанностью глубин и бесструктурным (безгрядовым) транспортом наносов; разделяющие рукава отмели (обсыхающие в межень) также представляют собой бесструктурные скопления наносов, образовавшиеся между стрежнями потока в зонах замедления течения. Излучины таких русел связаны со структурно-литологическими условиями.

Горные русла с развитыми аллювиальными формами отличаются тем, что благодаря увеличению вниз по течению величины соотношения расхода воды и уклонов вероятность развития излучин возрастает. Пологие излучины возникают уже при больших для этого типа русла уклонах, а к выходу из гор в предгорья река обычно образует серии хорошо развитых сегментных излучин. Лишь в тех случаях, когда долина реки относительно расширена (при пересечении зоны распространения легко разрушающихся пород, тектонической впадины, продольной депрессии между хребтами и т.д.), а крупность руслообразующего материала резко уменьшается, русло реки

теряет свою устойчивость и разветвляется на рукава. То же происходит, когда река выходит в предгорья, сложенные мягкими породами.

На участках врезанных русел горные реки нередко бывают скальными; поток здесь часто имеет вид скального лотка, ширина которого по сравнению со смежными аллювиальными участками, тем более широкопойменными, бывает меньше в несколько раз. Это обуславливает превращение руслового потока, в быстроток (стремнину), скорости которого намного превышают неразмывающие для галечно-валунных наносов, выносимых потоком за его пределы [42]. Врезанные русла горных рек также имеют стесненное неразмываемыми берегами и соответственно суженное русло, что обеспечивает повышенную транспортирующую способность потоков.

Реки с такими типами русла, выходя в котловины, расширения долин или в предгорья, как правило, резко меняют свой морфодинамический тип. Этому способствует то обстоятельство, что распластывание потока сопровождается не только снижением его транспортирующей способности, но и изменением формы транспорта наносов: если во врезанных и скальных во взвешенном состоянии переносится галька и даже мелкие валуны, то в расширениях эти наносы и даже более мелкие галечно-песчаные перемещаются только как влекомые. Русла рек разветвляются на рукава и отличаются плановой неустойчивостью своих форм. Нередко при прохождении любых паводков это сопровождается изменениями положения протоков и рукавов, размывами одних форм и образованием других, вследствие чего пойма не успевает формироваться, и все дно долины в межень представляет собой широкое галечное (или галечно-валунное) поле, среди которого проходят сравнительно мелкие протоки. В зависимости от уклонов и крупности наносов русла последних могут быть как с неразветвленными, так и развитыми аллювиальными формами, либо в целом русло является полугорным. Подобные галечно-валунные поля возникают выше любых крупных перегибов продольных профилей горных рек, в том числе связанных с конусами выноса селей из притоков.

Равнинные реки в горных областях в зависимости от геолого-геоморфологических условий могут быть и врезанными, и широкопойменными. При этом поток имеет спокойный характер, но галечный или галечно-валунный состав наносов отличает их как от горных аллювиальных, так и песчаных равнинных рек [43]. Во врезанном русле даже незначительные его расширения вызывают уменьшение скорости потока, снижение интенсивности перемещения галечно-валунных наносов, их частичную остановку и образование осередков и островов. В сужениях долины широкопойменного русла относительный рост удельной мощности потока в паводки и половодья обуславливает увеличение крупности и транспорта руслообразующих наносов. Резкая их остановка после прохождения пика паводка сопровождается образованием осередков, вследствие чего здесь галечно-валунное русло характеризуется сильной разветвленностью (Киренга, верхняя Ангара). При этом, поскольку движение самых крупных наносов происходит только в годы с наиболее высокими паводками, а более мелкий материал перемещается ежегодно, переформирования таких разветвлений замедлены, а разветвленные русла отличаются высокой устойчивостью.

В расширениях широкопойменной долины транспорт руслообразующего материала существенно меньше, чем в сужениях. Поэтому русло здесь обычно неразветвленное (или разветвленность меньше), и лишь там, где оно переваливает от одного борта долины к другому поперек поймы, возникают пойменно-русловые разветвления.

В зависимости от крупности аллювиального материала находится интенсивность переформирования грядовых форм руслового рельефа галечно-валунных равнинных рек. При преобладании валунной составляющей побочни, осередки и прибрежные косы малоподвижны, и лишь по косвенным признакам можно судить об их смещении со скоростями 1–2 м/год. Это способствует образованию на бечевниках своеобразных валунных "мостовых", которые еще больше способствуют стабилизации русла в целом [44]. Таковы верхний Алдан, Витим, верхняя и отчасти средняя Лена. У галечных и песчано-галечных русел формы руслового рельефа динамические; так, на Киренге [45] смещение побочней и осередков происходит со скоростями 20–30 м/год.

Во врезанных преимущественно скальных руслах равнинных рек в горах, формирующихся при дефиците наносов и направленном врезании, галечно-валунный материал перемещается в основном в прибрежных частях русла. Оказывая корродирующее воздействие на коренное ложе, он способствует его углублению здесь, тогда как посередине русла формируется повышение дна, со временем превращающееся в скульптурное разветвление русла. Коренной цоколь очень характерен для многих островов врезанных русел верхнего Алдана, верхней и средней Лены, Ангары.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 264 с.
2. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 348 с.
3. Чалов Р.С. Некоторые особенности руслового режима горных рек // Метеорология и гидрология. 1968. № 4. С. 70–74.
4. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во МГУ, 1979. 232 с.
5. Чалов Р.С. Типы русловых процессов горных рек и формы их проявления в разных горных странах // Доклады секции русловых процессов Научного совета по проблеме "Комплексное использование и охрана водных ресурсов" ГКНТ. Вып. 3. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 5–14.
6. Хакимов С.К., Чалов Р.С. Критерии развития типов русловых процессов и их морфологических проявлений на горных реках // Геоморфология. 1993. № 1. С. 45–50.
7. Чалов Р.С. Общее и географическое русловедение. М.: Изд-во МГУ, 1997. 112 с.
8. Талмаза В.Ф., Крошкин А.Н. Гидроморфологические характеристики горных рек. Фрунзе: Кыргызстан, 1968. 294 с.
9. Копалиани З.Д., Романин В.В. Проблемы русловой динамики горных рек // Труды ГГИ. Вып. 183. 1970. С. 81–98.
10. Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н. и др. Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах. М.: Изд-во МГУ, 2000. 188 с.
11. Чалов Р.С., Завадский А.С., Пахомова О.М. Естественные и антропогенные проявления русловых процессов в различных звеньях речной сети // Проблемы гидрологии и гидроэкологии. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 203–216.
12. Пахомова О.М. Гидролого-морфологические характеристики русел рек и порядковая структура речной сети: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2001. 29 с.
13. Мирицхулава Ц.Е. Основы физики и механики эрозии русел. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 304 с.
14. Копалиани З.Д., Твалвадзе О.А., Носелидзе Д.В. Гидравлическое моделирование руслового процесса предгорного участка р. Аносовки на мостовом переходе // Доклады секции русловых процессов Научного совета по проблеме "Комплексное использование и охрана водных ресурсов" ГКНТ. Вып. 3. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 88–106.
15. Водные пути бассейна Лены. М.: МИКОС, 1995. 600 с.
16. Беркович К.М., Зайцев А.А. и др. Русловые процессы на больших реках Восточной Сибири с галечно-валунным аллювием и особенности их регулирования // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1985. № 3. С. 35–41.
17. Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1971. 116 с.
18. Иванов В.В., Махинов А.Н. и др. Вертикальные русловые деформации на среднем Амуре // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2000. № 5. С. 32–38.
19. Хакимов С.К. Русловые процессы на горных реках Западного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1992. 29 с.
20. Чалов Р.С. Выработанный продольный профиль и направленные вертикальные деформации речных русел // Геоморфология. 1995. № 3. С. 18–24.
21. Алексеевский Н.И., Чалов Р.С. Движение наносов и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1997. 172 с.
22. Лялиенберг Д.А., Сетунская Л.Е. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР // Геоморфология. 1972. № 1. С. 3–18.
23. Козловский Д.А. Русловые процессы и современные движения земной коры // Проблемы физической географии. Вып. 16. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 79–102.
24. Маккавеев Н.И., Миндыч А.Ф., Чалов Р.С. Влияние восходящего развития рельефа на глубинную эрозию и твердый сток рек Западной Грузии // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1968. № 4. С. 52–58.
25. Беркович К.М., Чалов Р.С. Продольные профили рек Западного Закавказья // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1977. № 1. С. 65–70.
26. Никонов А.А. Определение скорости врезания рек // Геоморфология. 1973. № 1. С. 24–35.

27. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Катастрофические скорости формирования флювиального рельефа // Геоморфология. 1990. № 2. С. 3–11.
28. Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Врезание горных рек: скорости и причины // Природа. 1996. № 12. С. 36–45.
29. Борсук О.А., Чалов Р.С. О врезании русла р. Лены // Изв. ВГО. Т. 105. 1973. № 5. С. 452–456.
30. Зайцев А.А., Кирик О.М. и др. Гидроморфологические характеристики и регулирование русла нижнего Витима в связи с его транспортным использованием // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 11. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 189–214.
31. Борсук О.А., Долженко Ю.А. и др. Русловые процессы на верхнем Алдане и их учет при транспортном освоении реки // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 10. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 157–187.
32. Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы. М.: ГЕОС, 1998. 212 с.
33. Белый Б.В., Виноградова Н.Н. и др. Морфология и деформации русла Верхнего Енисея между Саяно-Шушенской ГЭС и Красноярским водохранилищем // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 158–183.
34. Махинов А.Н., Чалов Р.С., Чернов А.В. Направленная аккумуляция наносов и морфология русла нижнего Амура // Геоморфология. 1994. № 3. С. 70–78.
35. Беркович К.М., Чалов Р.С. Принципы типизации и особенности распространения русел горных рек // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1976. № 6. С. 32–38.
36. Чалов Р.С. Вертикальная зональность в развитии русловых процессов на горных реках // Изучение природных процессов и его прикладные аспекты. М.: Наука, 1985. С. 70–76.
37. Лодина Р.В., Раишутин Д.В. и др. Изменения морфологии русел и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере р. Терек) // Геоморфология. 1987. № 1. С. 86–94.
38. Борсук О.А., Добровольская Н.Г. и др. Морфология русел и современный русловой аллювий на горных реках Западного Тянь-Шаня // Геоморфология. 1981. № 1. С. 86–94.
39. Демин А.Г., Лодина Р.В. и др. Роль геоморфологических факторов в изменении типов русла и состава руслообразующего аллювия на больших горных реках (на примере Катунь и Чуи) // Геоморфология. 1991. № 4. С. 73–81.
40. Кузнецов К.Л., Чалов Р.С. Русловые процессы и морфология русел горных рек в условиях активной селевой деятельности (на примере рек северного склона Заилийского Алатау) // Геоморфология. 1988. № 2. С. 71–78.
41. Чалов Р.С. Типы русловых процессов и принципы морфодинамической классификации речных русел // Геоморфология. 1996. № 1. С. 26–36.
42. Экологический энциклопедический словарь. М.: Ноосфера, 1999. 932 с.
43. Чалов Р.С., Алабян А.М. и др. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС, 1998. 288 с.
44. Лодина Р.В., Чалов Р.С. Булыжные "мостовые" на больших реках // Природа. 1994. № 7. С. 57–62.
45. Белый Б.В., Беркович К.М. и др. Морфология, динамика и регулирование русла р. Киренги в связи с транспортным освоением зоны БАМ // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 7. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 119–135.

Московский государственный университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
20.08.2001

## MOUNTAIN RIVERS AND RIVERS IN THE MOUNTAINS: LONGITUDINAL PROFILE, MORPHOLOGY, AND CHANNEL DYNAMICS

R.S. CHALOV

### S u m m a r y

Formation of the longitudinal river profile in the mountain regions and the causes and mechanisms of its deformation are under consideration. The formulas of equilibrium profile are given. According to the types of channel processes the mountain rivers in the strict sense may be distinguished from some large rivers in the mountain regions which are of plain type. Variants of channel processes' zonality are described.