

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ КРУПНЫХ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЙ ЛЕНЫ В РАЙОНЕ ЯКУТСКА)

Введение

Размыв речных берегов – один из основных источников гидрологических рисков на территории криолитозоны. Так, в Республике Саха (Якутия) в последние десятилетия отступление берегов угрожает инфраструктуре многих поселений на большинстве средних и больших рек региона. Это связано как с особенностями расселения (тяготением поселений к речным долинам), так и с высокими скоростями размыва берегов равнинных рек криолитозоны [1]. Современные климатические изменения в Арктике способны привести к росту интенсивности флювиальных процессов, в том числе и разрушения берегов [2–3]. В то же время закономерности современной береговой динамики на реках региона, в отличие от побережий северных морей, остаются относительно слабоисследованными.

Береговая черта рек является сложной границей раздела фаз системы “вода–атмосфера–грунт”, в которой все три компонента весьма динамичны. Уровенный режим и вариации энергии потока определяют роль гидрологического фактора береговой динамики, а режим температуры воздуха и осадков – главная составляющая климатического влияния. Литологические характеристики берегового материала на этом фоне представляются относительно стабильными во времени, однако существенную роль играет температурный и влажностный режим грунтов. В криолитозоне, помимо этого, важно учитывать изменение их состояния (мерзлое, талое).

Основными факторами, определяющими интенсивность разрушения берегов в результате гидравлического воздействия, служат энергия речного потока и касательные напряжения на урезе [4–5], положение в русле (определяющее эффективность приложения энергии) [6–7], радиус кривизны излучины (для меандрирующего русла) [4], литологический состав и связность берегового материала [6, 8], высота над меженным урезом [4, 9], растительный покров [10].

В криолитозоне разрушение речных берегов происходит во многом благодаря термоэрозии. Основным ее признаком является преобладание теплового взаимодействия потока и берега над механическим в процессе размыва мерзлого грунта [6, 11], что подтверждается результатами численного и физического моделирования [12–13]. Характер и интенсивность термоэрозионного процесса сильно зависят от связности мерзлых грунтов: песчаные берега с массивной криотекстурой размываются быстрее, чем суглинистые и оторфованные [14]. В процессе разрушения берега формируются карнизы нависания с последующим блоковым обрушением протяженного участка, иногда несколько раз за лето. Зона отрыва блока часто складывается по жилам полигональных структур, развивающихся на размываемой поверхности [6, 15]. Помимо термоэрозии в разрушении берегов рек криолитозоны принимают участие криогенные склоновые процессы – солифлюкция, оползни, криогенная десерпция и формирование стебелькового льда [16–18].

Традиционно наибольшее внимание исследователей уделяется оценке скорости разрушения берегов, сложенных многолетнемерзлыми грунтами (ММГ), и ее сопоставлению с таковой для рек вне криолитозоны. По данным стационарных наблюдений и результатам анализа разновременных картматериалов, среднегодовая скорость разрушения берегов средних и больших рек Якутии и Аляски составляет 6.5–8.5 м/год, достигая 20–25 м/год на участках набегания потока на берег и 30–40 м у приверхов

островов [6–7, 19–21]. Считается, что при прочих равных условиях песчаные берега в криолитозоне разрушаются быстрее, чем вне ее [7].

В данной работе рассмотрено совместное влияние гидрологического режима, высотной структуры поймы и литологии слагающих ее отложений на особенности морфологии и динамику речных берегов криолитозоны (на примере среднего течения реки Лены в районе Якутска). В качестве рабочей гипотезы высказано предположение, что в криолитозоне для крупной равнинной реки с развитой высотной структурой поймы характер размыва берегов зависит от гидрологических условий контакта потока с различными уровнями поймы, а также от вертикальной неоднородности литологического строения пойменного аллювия.

Район исследований

Исследования выполнялись на участке среднего течения р. Лены протяженностью около 20 км – от Табагинского мыса до г. Якутска (рис. 1). Основные черты гидрологического режима, строения долины и русла реки на этом участке детально рассмотрены в ряде публикаций [22–24], поэтому здесь приведен лишь краткий их обзор.

Лена в своем среднем течении является крупнейшей равнинной рекой со среднегодовым расходом воды свыше $7000 \text{ м}^3/\text{с}$, восточно-сибирским типом водного режима. Выделяется мощное весенне-летнее половодье и несколько (≤ 3 –4) дождевых паводков в летне-осенний период, связанных с интенсивным выпадением дождей в бассейнах Витима и Олёкмы, главных притоков средней Лены.

Долина р. Лены в пределах района исследований имеет ширину 15–20 км, однако в верхней его части сужена до 5.5 км выступом коренной террасы (Табагинский мыс). Ширина современного пояса руслоформирования меняется от 8 до 10 км и также минимальна у Табагинского мыса, где занимает все дно долины. Пойма двусторонняя, за исключением примыкания потока к аккумулятивной Бестяхской террасе у пос. Нижний Бестях, где она фактически становится односторонней. Пойменная поверхность проточная, преимущественно ложбинно-островная, с развитой высотной структурой (до 6 разновысотных уровней); выделяются также две низкие надпойменные террасы. Однако наблюдать полный комплекс пойменных уровней и низких террас в одном поперечном профиле невозможно. Современные криогенные процессы представлены морозным пучением, местами формируется полигонально-валиковый микро-рельеф.

Русло реки широкопойменное, преобладают свободные условия руслоформирования, развита пойменно-русовая многорукавность. Отношение ширины поймы к ширине русла в пределах пойменных бровок относительно невелико (≤ 3) и достигает существенных значений лишь в меженный период. В верхней части участка русло имеет черты относительно прямолинейного, до 95% меженного расхода здесь сосредоточено в основном левобережном рукаве, проходящем вдоль о-ва Улуу-Ары. В нижней части участка оно становится разветвленным, ниже пос. Нижний Бестях приобретает черты параллельно-рукавного [23]. Меженное русло ведущего рукава меандрирует, как и

большинство второстепенных проток, огибая обсыхающие массивы песчаных прирусловых отmelей (побочной, осередков).

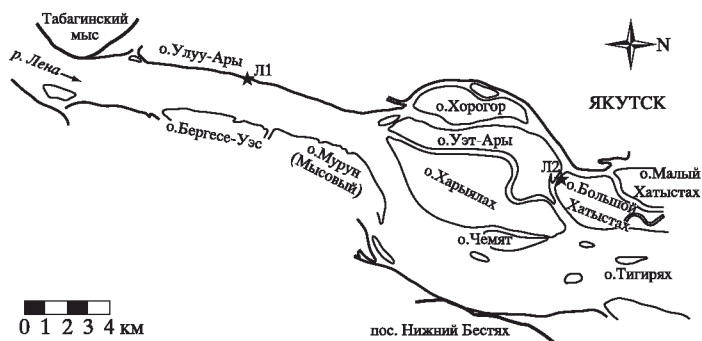


Рис. 1. Обзорная схема района исследований (звездочками обозначено положение ключевых участков)

Материалы и методы

Основной массив маршрутных описаний морфологии берегов исследованного участка выполнен автором в 2002–2009 гг. По этим материалам в пределах района работ были выбраны два репрезентативных ключевых участка Л1 и Л2 (рис. 1), имеющих различную морфологию и, предположительно, разную скорость разрушения [1].

В полевой сезон 2008 г. был выполнен отбор образцов пойменных отложений для анализа вертикального распределения их крупности по профилю берега. Гранулометрический анализ выполнен методом сухого механизированного рассева с помощью виброгрохота Fritch Analysette 3 в лаборатории кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, всего обработано 14 образцов (анализ выполнила инж. Л.А. Анисимова).

Основными исходными материалами для гидрологических расчетов послужили данные об уровне и водном режиме Лены на г.п. Табага, опубликованные в изданиях Государственного водного кадастра. Значения руслоформирующего расхода различных интервалов, определенные по методике Н.И. Маккавеева, приняты по литературным данным [24]. В работе использованы также топографические карты м-ба 1: 100000 и 1: 200000, данные дистанционного зондирования Земли: панхроматические снимки космических аппаратов Landsat MSS, TM и ETM+, с пространственным разрешением от 30 до 60 м/пикс и снимки в ближнем инфракрасном диапазоне с пространственным разрешением от 60 до 120 м/пикс [25].

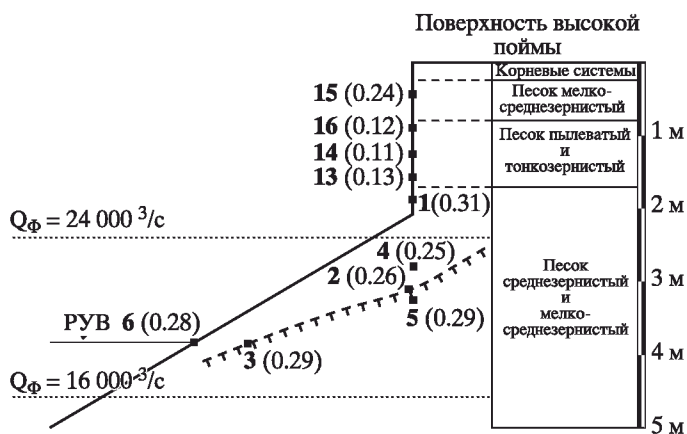
Описание ключевых участков

Участок Л1 расположен в 5 км ниже Табагинского мыса – на 1672 км от устья р. Лены (по судовому ходу) на берегу высокой поймы (о-в Улуу-Ары). Поверхность высокой поймы имеет здесь абс. отметки 94.3–94.5 м БС, высота берега над меженным урезом около 8 м, над урезом воды на дату наблюдений (08.08.2008) – 4 м. В морфологии берега выделяется высокий (>2 м) уступ, переходящий ниже в пологий откос (рис. 2).

Для участка характерно активное развитие термоэрозионных ниш (карнизов), закладывающихся в нижней части берегового уступа. Откос формируется продуктами блокового обрушения и затем выполаживается потоком. В период наблюдений грунты берега были полностью талыми, однако откос подстилается мерзлыми отложениями. Кровля мерзлоты вскрыта шурфовкой непосредственно под береговым уступом на отметках 3.1–3.2 м от поверхности поймы, высотное положение определено нивелировкой и схоже с определенным ранее на других участках средней Лены [26]. Из основных горизонтов пойменного аллювия, в т. ч. из шурфа, вскрывшего кровлю мерзлоты, отобраны образцы для гранулометрического анализа (табл. 1).

Участок Л2 расположен в левобережных Городских протоках р. Лены, у приверха о-ва Большой Хатыстах на участке средней поймы, абс. отметки

Рис. 2. Профиль речного берега на ключевом участке Л1 с указанием мест отбора образцов (приведен номер образца и в скобках – средний диаметр частиц, мм). Пунктиром с бергштрихом обозначено положение кровли мерзлых грунтов, определенное нивелировкой. РУВ – рабочий уровень воды



Гранулометрический состав образцов, отобранных на ключевом участке Л1

№ образца	Общий вес, г	500–1000 мкм	250–500 мкм	100–250 мкм	50–100 мкм	<50 мкм	d_{cp}	Тип песчаных наносов
	доля, %							
1	87.52	0.74	57.26	27.50	2.02	–	0.31	песок средне-зернистый
	100	0.85	65.43	31.42	2.31	–		
	121.59	0.02	51.39	69.39	0.79	–		
2	100	0.02	42.26	57.07	0.65	–	0.26	песок мелко-среднезернистый
3	114.54	0.04	67.77	46.73	–	–	0.29	«
	100	0.03	59.17	40.80	–	–		
4	109.53	0.18	39.24	68.26	1.85	–	0.25	«
	100	0.16	35.83	62.32	1.69	–		
5	134.94	0.06	76.69	56.50	1.69	–	0.29	«
	100	0.04	56.83	41.87	1.25	–		
6	129.24	0.07	71.73	54.83	2.61	–	0.28	«
	100	0.05	55.50	42.42	2.02	–		
13	103.83	0.55	4.72	31.90	38.47	28.19	0.13	песок тонко-зернистый
	100	0.53	4.55	30.72	37.05	27.15		
14	103.31	0.71	4.03	16.06	30.75	51.76	0.11	«
	100	0.69	3.90	15.55	29.76	50.10		
15	104.52	0.03	34.68	68.44	1.37	–	0.24	песок мелко-среднезернистый
	100	0.03	33.18	65.48	1.31	–		
16	104.58	0.32	2.35	28.24	32.13	41.54	0.12	песок тонко-зернистый
	100	0.31	2.25	27.00	30.72	39.72		

которой здесь $\approx 90.0\text{--}90.5$ м БС. Высота берега над меженным урезом ≈ 7 м, во время отбора образцов (21.08.2012) – ≈ 3.5 м.

Морфология берега в целом сходна с изученной на участке Л1 (рис. 3). Положение участка на удалении от основного потока и меньшая высота берега определяют меньшую высоту уступа (≤ 1.5 м) и более крутой ($>50^\circ$) угол откоса. В нижней части последнего отмечены две волновые ступени высотой около 20 см, сформированные ветровыми и судовыми волнами (по протоке активно перемещается маломерный флот). Ниже по течению (в вершине излучины) береговой откос практически отсутствует. В 100–200 м выше по течению высота берега несколько меньше – береговой уступ колеблется в пределах 1.0–1.5 м; на широком береговом склоне появляется дернина, укрывающая серию (5–6) небольших ступеней. Явные следы обрушения термоэрозионных ниш здесь отсутствуют,

а береговой откос является продолжением горизонта пойменных отложений. Из основных горизонтов пойменного аллювия также отобраны образцы для гранулометрического анализа (табл. 2).

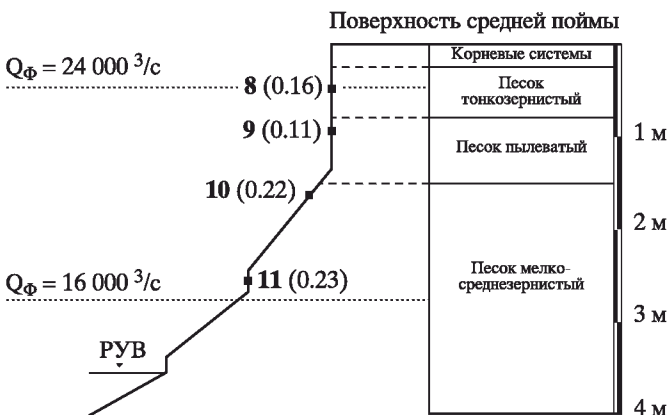


Рис. 3. Профиль речного берега на ключевом участке Л2 с указанием мест отбора образцов (приведен номер образца и в скобках – средний диаметр частиц, мм). РУВ – рабочий уровень воды

Гранулометрический состав образцов, отобранных на ключевом участке Л2

№ образца	Общий вес, г	500–1000 мкм	250–500 мкм	100–250 мкм	50–100 мкм	<50 мкм	d_{cp}	Тип песчаных наносов
	доля, %							
8	103.67	0.27	5.76	53.27	44.37	–	0.16	песок тонкозернистый
	100	0.26	5.56	51.38	42.80	–		
9	106.71	0.18	1.80	20.51	32.71	51.51	0.11	песок мелко-среднезернистый
	100	0.17	1.69	19.22	30.65	48.27		
10	118.08	–	24.66	91.87	1.55	–	0.22	«
	100	–	20.88	77.80	1.31	–		
11	118.80	–	33.49	85.02	0.29	–	0.23	«
	100	–	28.19	71.57	0.24	–		

Результаты гранулометрического анализа

Вертикальное распределение крупности берегового материала на описанных участках в целом сходно (рис. 2 и 3; табл. 1 и 2) и соответствует выполненным ранее качественным описаниям [27]. Крупность берегового материала на участке Л2 меньше, чем на участке Л1, что связано, видимо, с различиями гидравлических условий формирования аллювия: участок Л2 расположен во второстепенных протоках, вдали от основного русла.

Верхняя часть берега (0.7–0.8 м) сложена песчаным материалом с тонкими суглинистыми прослоями, она пронизана корневыми системами пойменного разнотравья. Состав песков на участках также несколько отличается, что, вероятно, отражает различия в условиях современного осадконакопления вдоль основного русла ($d_{cp} = 240$ мкм) и во второстепенных городских протоках ($d_{cp} = 160$ мкм). Э. Готье и Ф. Костар [27] считают, что этот горизонт представляет собой отложения заторных наводнений, переслаивающихся с суглинками пойменной фации аллювия.

Ниже залегает мощный темноцветный горизонт тонкозернистых и пылеватых песков ($d_{cp} = 110–130$ мкм) мощностью 0.8–1.0 м, представляющий пойменную фацию аллювия. В составе отложений этого горизонта преобладает дисперсный материал (<100 мкм), доля фракции <50 мкм в некоторых образцах приближается к 50%. Контакт этого слоя с вышележащим горизонтом в основном волнистый, микропонижения поверхности контакта заполнены русловым аллювием, подстилающим пойменный.

В основании берегов на обоих участках вскрыты светло-желтые мелко-среднезернистые и среднезернистые пески ($d_{cp} = 230–310$ мкм) русловой фации аллювия с характерной косою слоистостью. На участке Л1 шурфом вскрыто также несколько тонких (1–2 см) прослоев пойменных отложений, наиболее мощный из которых (≈4 см) соответствует отметке 3.1 м над поверхностью поймы. В разрезе высокой поймы переход от пойменной фации аллювия к русловой сопровождается скачкообразным увеличением среднего диаметра частиц (от 130 до 310 мкм) и доминированием (>65%) фракции 250–500 мкм. Ниже по профилю крупность материала уменьшается: в составе песков преобладает фракция 100–250 мкм. Изменение средней крупности вверх по профилю говорит о постепенных русловых переформированиях, в результате которых динамическая ось потока то удалялась от данного участка (осередка или побочня), то приближалась к нему. К резкой смене условий осадконакопления могли привести интенсивная трансформация русла (перемещение основной ветви потока в конкурирующий рукав), изменение характеристик водного стока Лены или сочетание этих факторов.

Разрушение берегов средней Лены в период открытой воды происходит под воздействием механического и теплового взаимодействия потока и грунта, а также

гравитационных процессов, определяющих момент обрушения береговых блоков. Эффективность приложения энергии потока в многолетнем плане определяется как литологией склона, так и положением уровня воды, соответствующего характерным расходам, при которых происходят наиболее интенсивные переформирования русла и берегов.

Эпюра руслоформирующих расходов, определенных по данным г.п. Табага по методике Н.И. Маккавеева, имеет три выраженных пика [24]. Руслоформирующий расход верхнего интервала составляет $24000 \text{ м}^3/\text{с}$ (обеспеченность 7%) и примерно соответствует верхнему максимуму эпюры кинетической энергии потока ($25000 \text{ м}^3/\text{с}$). При его прохождении частично затопливается средняя пойма, полностью – низкая и все грядовые формы руслового рельефа. Абсолютные отметки уровня, соответствующие этому расходу, находятся в пределах 91.4–91.5 м в районе участка Л1 и 90.3–90.4 м БС в районе участка Л2.

Другим характерным расходом является руслоформирующий расход среднего интервала, равный $16600 \text{ м}^3/\text{с}$ (отметки 89.5–89.7 м БС на участке Л1 и 88.4–88.6 м БС на участке Л2). При прохождении по руслу этого расхода (на спаде половодья и в период летне-осенних паводков) частично затопливается низкая пойма, другие пойменные поверхности в этот период свободны от затопления. Руслоформирующий расход нижнего интервала ($7000 \text{ м}^3/\text{с}$) близок к значению среднегодового расхода воды и соответствует нижнему максимуму эпюры кинетической энергии потока. С ним связаны активные русловые переформирования, разрушение эфемерных берегов зарастающих песков и крупных аллювиальных массивов.

Обсуждение результатов. Механизмы разрушения берегов средней Лены

Сложность рельефа поймы на исследованном участке и ее литологического строения, особенности водного режима определяют специфику взаимодействия потока и берегов, форму и интенсивность разрушения последних. В зависимости от фазы водного режима, положения размываемой поверхности в рельефе дна речной долины и состояния грунтов (мерзлое, талое) в разрушение берега в течение года попеременно вносят вклад различные механизмы механического и теплового взаимодействия с речным потоком (табл. 3).

Берег коренного Табагинского мыса наиболее устойчив к воздействию речного потока. Он сложен песчаниками юры (J_2) с карбонатным цементом, подстилающими слой песков и слабо окатанных галечников табагинской свиты неогена. Основную роль в разрушении склона играет динамическое воздействие льда, активны также осыпные процессы.

В районе пос. Нижний Бестях речной поток опирается на высокую (до 40–50 м) аккумулятивную террасу, сложенную многолетнемерзлым материалом позднечетвертичного возраста [28]. Разрушение берегового склона Бестяхской террасы связано с гравитационными процессами, наиболее интенсивными в летний период (после протаивания материала, слагающего склон), однако в половодье их воздействие усиливается в результате термоэрозии или динамическому воздействию льда. Эффективность совместного воздействия термоэрозии и гравитационных процессов связана с тем, что при обрушении карниза нависания, сформированного относительно глубоко термоэрозийным врезом, в импульсное движение вниз по склону вовлекается большее количество материала, чем при последовательном подрезании талого склона набегающим потоком.

Схожие механизмы определяют разрушение и других высоких террасовых уровней. На правобережье Лены (в 110 км ниже Якутска) это фрагменты примыкающей к современному руслу III нпт (“Песчаная гора”) высотой до 25–30 м, на левом берегу – имеющие ограниченное распространение уступы I и II нпт. Непосредственно со склоном I террасы контактируют второстепенные пойменные протоки, активные только в

Типы берегов исследованного участка реки и характеристики их разрушения при воздействии потока

Типы берегов	Высота, м	Скорость отступления, м/год	Основные процессы разрушения
А. Берега террас:			
А1. Коренных (эрозионных)	100–110	≤0.01	динамическое воздействие льда
А2. С рыхлым покровом	40–60	7–11	термоэрозия, обвалы и осыпи
А3. Аккумулятивных	10–12	1–4	термоэрозия, осыпи
Б. Берега пойм:			
Б1. Высокой	7–9	7–20	термоэрозия, осыпи
Б2. Средней	4–6	5–8	механический размыв
Б3. Низкой	2–3	1–3	термоэрозия
В. Эфемерные берега отмелей:			
В1. Зарастающие	2–4	11–13	механический размыв
В2. Незакрепленные (осередков, побочней)	0–3	<250	механический размыв

половодья и высокие паводки. Размыв берегов этих террасовых уровней приурочен лишь к привершинным частям излучин пойменных проток; малая мощность потока и кратковременность его воздействия ограничивают береговые процессы, что определяет небольшую скорость их разрушения.

Берега высокой поймы в период половодья подвергаются интенсивному термоэрозионному воздействию речных вод, и карнизы нависания формируются в них практически повсеместно. Предположение, что термоэрозионные ниши закладываются непосредственно по контакту песчаного основания склона с вышележащим дисперсным материалом [21], не нашло подтверждения. На исследованном участке реки наиболее часто ниши закладываются на отметках 2.0–2.5 м от поверхности высокой поймы, т.е. полностью в горизонте русловой фации аллювия, находящейся в период половодья в мерзлом состоянии. Приведенный диапазон отметок соответствует прохождению по руслу расходов воды от 21000 до 26000 м³/с, т.е. соответствующих руслоформирующему расходу верхнего интервала. Залегающий выше по профилю горизонт слабаразмываемых пылеватых песков часто играет роль подошвы карниза нависания, что и послужило основанием для предположения о поверхности контакта как зоне заложения ниш [21]. В действительности в процессе развития термоэрозионного вреза его верхняя часть, сложенная песками русловой фации, при протаивании и иссушении осыпается, и может создаться впечатление, что ниша заложена ровно по поверхности контакта.

Максимальная глубина горизонтального термоэрозионного вреза редко превышает 1.5–3.0 м и прямо зависит от высоты берега. В наиболее высоких берегах ниши могут сохраняться и после спада половодья, пока протаивание поверхности поймы не приведет к падению сопротивления грунта на разрыв и к обрушению блока. Отсевший материал в дальнейшем формирует пологий береговой откос, размываемый в паводочный период. Часто его размыв происходит параллельно с формированием новой ниши, что отмечалось и раньше [6]. Береговой откос подстилается мерзлыми грунтами, кровля ММГ неоднократно вскрывалась шурфами на отметках 3–4 м от поверхности поймы [26]. Термоэрозионный процесс, следовательно, может развиваться и в паводочный период – при прохождении руслоформирующих расходов среднего интервала. В этом случае потоком вначале механически размывается талый материал, а после его удаления начинает формироваться термоэрозионный врез.

В незатопленных берегах средней поймы высотные отметки руслоформирующего расхода верхнего интервала соответствуют верхней части профиля; размыв сосредото-

чен в покровном горизонте тонкозернистых песков. Большие скорости размыва такого материала и небольшая высота поверхности над урезом половодья приводят к тому, что термоэрозийная ниша быстро достигает критической глубины вреза и разрушается под весом вышележащего слоя дернины. Дёрн перекрывает верхнюю часть берегового уступа, на этом развитие термоэрозии прекращается. Поэтому для большинства берегов средней поймы, расположенных в гидравлической “тени” потока, характерны ступенчатый профиль откоса с комплексом волновых ступеней и низкая интенсивность размыва. В случае контакта такого берега со стрежнем потока формируется высокий и отвесный береговой уступ. Часто он не имеет выраженного откоса из-за небольшого количества материала, поступающего к основанию берега при его разрушении, однако интенсивность размыва такого берега также невелика. В период прохождения руслоформирующих расходов воды среднего интервала, особенно в высокие паводки, наложенные на спад половодья, в таких берегах могут формироваться небольшие карнизы нависания. Закладываются они в основном в талом грунте, однако, если поток достигает кровли ММГ, процесс становится термоэрозийным.

Берега низкой поймы в половодье в большинстве своем находятся в затопленном состоянии, поэтому размыву они не подвержены. Их разрушение связано с прохождением летне-осенних паводков, на пике и спаде которых формируются небольшие термоэрозийные ниши, что говорит об их мерзлом состоянии даже в середине лета. Предположительно это связано с более высокой влажностью (льдистостью) и дисперсностью пойменного аллювия. Интенсивность размыва таких берегов невелика (≤ 1.0 – 3.0 м/год), что отражается в их морфологии – они часто имеют пологие береговые откосы, укрытые “матами” из дернины, береговой уступ обычно отсутствует.

Отдельно следует рассмотреть эфемерные берега аккумулятивных образований в русле – зарастающих прирусловых отмелей и песчаных поверхностей обсохших побочней и осередков. При размыве тех и других возникает вертикальный уступ (т. н. “обрезные пески”). Основным их различием является закрепленность первых пионерным растительным покровом (травой и тальником) и связанная с этим относительная стабильность их планового положения. Скорость размыва берегов зарастающих песков может быть довольно велика, но чаще ограничена их положением в гидравлической “тени” потока (что отчасти и определяет условия их зарастания), закреплением бровки корневыми системами. Береговая черта обсохающих прирусловых отмелей весьма динамична, ее положение зависит от отметок уровня воды, а также находится под влиянием эоловых и волновых процессов. В некоторых случаях высота таких берегов может достигать 3–4 м; бровка берега в этом случае является гребнем крупной гряды. Отмели могут перемещаться по руслу со скоростью до 200–250 м/год, что и обуславливает максимальную величину смещения их береговой черты.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что термоэрозия при определенных условиях является эффективным механизмом разрушения берегов рек криолитозоны. Ее особенностью является возрастание интенсивности размыва с увеличением высоты берега, тогда как для механического размыва обычно характерно обратное соотношение [4, 9]. В условиях средней Лены этому способствует неоднородное литологическое строение пойменных массивов. Наибольшая интенсивность процесса разрушения берегов характерна для высокой поймы, для которой отметки уровней руслоформирующего расхода воды верхнего интервала соответствуют залегающему в основании берега горизонту среднезернистых песков. Максимальные скорости отступания таких берегов могут значительно превышать известные средние величины, достигая значений 55–65 м/год (участок высокой поймы в районе пос. Жатай в 10 км ниже Якутска) [29]. Дальнейшее увеличение высоты берега связано с поступлением во вдольбереговую зону потока избыточного количества материала, в связи с чем скорость размыва несколько снижается, оставаясь, впрочем, довольно высокой.

Опираясь на полученный материал, невозможно сделать однозначный вывод о большей интенсивности размыва берегов в криолитозоне, чем вне ее. Механическая

и термическая эрозия имеют, по всей видимости, максимумы эффективности в различных диапазонах высоты берегов, даже без учета литологической неоднородности последних, поэтому прямое их сравнение некорректно. Любопытно, что увеличение объема грунта при промерзании вследствие льдообразования, характерное для криолитозоны, способно привести к относительному возрастанию высоты пойменных берегов, увеличивая тем самым потенциал термоэрозии. В то же время протаивание берегового склона в летний период может обусловить возникновение деформаций усадки, внося дополнительный вклад в гравитационную составляющую термоэрозионного процесса.

Отдельным фактором, влияющим на интенсивность береговой динамики в криолитозоне, является повышенная стабильность крупных форм руслового рельефа, в толще которых существует многолетнемерзлое ядро [26]. В результате в период межени многорукавное русло Лены на отдельных участках имеет черты меандрирующего. Это находит отражение в извилистости основной ветви половодного потока, огибающего сцементированные мерзлотой побочни и осередки, и способствует интенсивному размыву вогнутых берегов на таких участках. Большая площадь поверхности русловых форм отчасти связана с их относительной стабильностью, однако главная причина этого – большой сток влекомых наносов и высокая их доля в суммарном стоке наносов Лены [30].

Вклад берегового материала в сток наносов средней Лены

На исследованном участке интенсивный размыв берегов ежегодно поставляет к их основанию значительное количество грунта, который формирует пологие береговые склоны, однако большая его часть удаляется потоком. При этом берега сложены материалом, крупность которого сопоставима со средней крупностью руслообразующих наносов или меньше таковой. Следовательно, в периоды высокой водности, к которым и приурочено разрушение берегов, большая часть эродированного материала доступна для выноса потоком. В связи с этим любопытно рассмотреть вопрос о соотношении объема поступления в поток берегового материала и стока влекомых наносов средней Лены, т.е. фактически – о потенциале саморегулирования в системе взаимодействия потока и берегов реки.

Удельное поступление берегового материала в поток (с 1 погонного метра размываемого берега) оценивается в 13–17 м³/год (или 22.1–28.9 т/год) при средней скорости разрушения около 6.5–8.5 м/год [6–7], средней высоте размываемого берега 2.0 м и плотности материала 1700 кг/м³.

Опорным гидрологическим постом для определения стока наносов на средней Лене является г.п. Табага, поэтому для расчета валовых показателей необходимо знать протяженность фронта размыва на участке приблизительно от селения Синск (1864 км от устья Лены) до Табагинского мыса (1680 км). Дистанционными методами этот показатель определить точно затруднительно, поэтому все расчеты сделаны ориентировочно. Оценочные измерения по геопривязанному космоснимку аппарата Landsat TM (пространственное разрешение 30 м/пикс) [25] дают общую протяженность пойменных берегов на указанном участке 305–310 км (без учета берегов второстепенных пойменных проток и коренного склона долины). В современных условиях интенсивному разрушению подвержены ≤75% указанной протяженности берегов, поэтому в расчетах используем длину фронта размыва 230 км.

Расчеты с использованием приведенных величин показывают, что ежегодно в основание размываемых берегов попадает от 5.08 до 6.65 млн т материала, большая часть которого поступает в речной поток. Эти значения превышают оценки стока влекомых наносов в створе г.п. Табага (от 3.55 до 5.43 млн т/год) и составляют от 30 до 50% суммарного стока наносов в этом створе (13–15 млн т/год) [30–31].

Заключение

Результаты выполненных исследований подтверждают предположение, что в криолитозоне для крупной равнинной реки с развитой высотной структурой поймы и разветвленным руслом характер размыва берегов зависит от условий контакта потока с различными высотными уровнями поймы, а также от вертикальной неоднородности литологического строения пойменного аллювия. Наиболее эффективно термоэрозия разрушает более высокие пойменные и террасовые берега, что говорит о неприменимости известной эмпирической формулы К.М. Берковича [9] к расчету их термоэрозионного разрушения.

В половодье карнизы нависания закладываются в определенном диапазоне отметок, соответствующих уровням руслоформирующего расхода верхнего интервала. В берегах аккумулятивных террас и высокой поймы этот диапазон соответствует горизонту русловой фации аллювия, что способствует их активному термоэрозионному разрушению. В берегах средней поймы развитие термоэрозии ограничено самой верхней частью профиля, где время существования карниза нависания невелико. Следовательно, в условиях средней Лены термоэрозия является гидравлически избирательным процессом. Ее интенсивность определяется положением уровня воды, соответствующего руслоформирующему расходу верхнего интервала относительно основных литологических горизонтов. В этих условиях главный пассивный фактор береговой динамики – положение размываемой поверхности в высотной структуре дна речной долины.

Морфология берега на исследованном участке не служит надежным показателем интенсивности его размыва. Отвесные берега часто имеют относительно небольшую скорость размыва, тогда как у интенсивно разрушающихся берегов наблюдается пологий террасированный береговой склон. Форма последнего в большей степени зависит от количества материала, поступающего в основание берега, которое, в свою очередь, определяется его высотой и положением относительно основного потока.

Промерзание крупных русловых форм увеличивает отношение ширины речного потока к его глубине, что наряду с высокой долей влекомых наносов в их суммарном стоке является важной предпосылкой формирования разветвленного русла [31, 32]. Поступление берегового материала в русло превышает годовой сток влекомых наносов, рассчитанный для створа г.п. Табага, что может объяснить установленную ранее для отдельных участков средней Лены тенденцию к направленной аккумуляции [33, 34]. В целом можно утверждать, что криогенный фактор благоприятствует формированию разветвленного русла в районе исследований, что связано как с ролью термоэрозии в береговой динамике, так и с мерзлотными условиями в пределах пойменных бровок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чалов П.С. Почему размываются берега рек? // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 2. С. 99–106.
2. Mars J.C., Houseknecht D.W. Quantitative remote sensing study indicates doubling of coastal erosion rate in past 50 yr along a segment of the Arctic coast of Alaska // *Geology*. 2007. V. 35(7). P. 583–586.
3. Costard F., Gautier E., Brunstein D. et al. Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in central Siberia // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. L14501, doi: 10.1029/2007GL030212.
4. Nanson G.C., Hickin E.J. A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada // *Geological Society of America Bul.* 1986. V. 97. P. 497–504.
5. Darby S.E., Thorne C.R. Development and testing of a riverbank stability analysis // *Journ. of Hydraulic Engineering*. 1997. V. 122. P. 433–454.
6. Шур Ю.Л., Петрухин Н.П., Славин-Боровский В.Б. Разрушение берегов в криолитозоне // Криогенные процессы. М.: Наука, 1978. С. 57–73.
7. Арз Ф.Э. Влияние мерзлого состояния горных пород на размыв берегов рек криолитозоны // Региональные криолитологические исследования в Сибири. Якутск: Изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1979. С. 107–117.

8. Julian J.P., Torres R. Hydraulic erosion of cohesive riverbanks // *Geomorphology*. 2006. V. 76. P. 193–206.
9. Беркович К.М., Власов Б.Н. Особенности русловых процессов на реках Нечерноземной зоны РСФСР // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 1982. № 2. С. 28–34.
10. Thorne C.R. Effects of vegetation on river-bank erosion and stability // *Vegetation and erosion*. Chichester: Wiley & Sons, 1990. P. 203–233.
11. Aguirre-Puente J., Costard F., Posado-Cano R. Contribution to the study of thermal erosion on Mars // *Journ. of Geophysical Research*. 1994. V. 99. P. 5657–5667.
12. Randriamazaoro R., Dupeyrat L., Costard F., Carey-Gailhardis E. Fluvial thermal erosion: heat balance integral method // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2007. V. 32. P. 1828–1840.
13. Dupeyrat L., Costard F., Randriamazaoro R. et al. Effects of ice content on the thermal erosion of permafrost: implications for coastal and fluvial erosion // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. P. 179–187.
14. Хмызников П.К. Гидрология бассейна реки Яны. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 252 с.
15. Walker H.J., Arnborg L. Permafrost and ice-wedge effect on river bank erosion // *Proceedings of the Intern. Conf. on Permafrost*. Washington: D.C., 1966. P. 164–171.
16. Каплина Т.А. Криогенные склоновые процессы. М.: Наука, 1965. 295 с.
17. Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979. 280 с.
18. Lawler D.M. Needle ice processes and sediment mobilization on river banks: the river Ilston, West Glamorgan, UK // *Journ. of Hydrology*. 1993. V. 150. P. 81–114.
19. Толстов А.Н. Некоторые данные о разрушении берегов в нижнем течении р. Индигирки // *Вопросы географии Якутии*. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1956. Вып. 2. С. 123–128.
20. Ashton W.S., Bredthauer S.R. Riverbank erosion processes on the Yukon river at Galena, Alaska // *Proceedings of the Cold Regions Hydrology Symp. Fairbanks, AK*, 1986. P. 415–423.
21. Costard F., Dupeyrat L., Gautier E., Carey-Gailhardis E. Fluvial erosion along a rapid eroding river bank: application to the Lena River (central Siberia) // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2003. V. 29. P. 1349–1359.
22. Зайцев А.А., Чалов Р.С. Русловые процессы и регулирование русла р. Лены в районе г. Якутска // *Водные ресурсы*. 1989. № 5. С. 75–81.
23. Зайцев А.А., Тананаев Н.И. Многолетние переформирования сложноразветвленного русла р. Лены в районе “Якутского разбоя” и влияние на них промерзания грунтов // *Геоморфология*. 2008. № 1. С. 25–35.
24. Водные пути бассейна Лены. М.: МИКИС, 1995. 600 с.
25. NASA Landsat Program, 1972–2011, Landsat MSS, TM, ETM+, L1G, USGS, Sioux Falls // Data available from U.S. Geological Survey at: <http://earthexplorer.usgs.gov>.
26. Тананаев Н.И. Сезонное и многолетнее промерзание русел рек Северо-Востока России и его влияние на русловые процессы // *Маккавеевские чтения–2006*. М.: Изд-во МГУ, 2007. С. 62–73.
27. Gautier E., Costard F. Les systemès fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire: la Léna et ses principaux affluents en Sibérie Centrale // *Géographie Physique et Quaternaire*. 2000. V. 54. № 3. P. 327–342.
28. Спектор В.Б., Бакулина Н.Т., Спектор В.В. Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены на “Якутском разбое” // *Геоморфология*. 2008. № 1. С. 87–94.
29. Чистяков Г.Е. Русловые процессы на р. Лене под г. Якутском // *Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике*. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 3. С. 15–20.
30. Тананаев Н.И., Анисимова Л.А. Оценка годового стока влекомых наносов рек севера Сибири и Северо-Востока России // *География и природные ресурсы*. 2013. № 1. С. 148–156.
31. Чалов Р.С. Русловедение: география, теория, практика. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. Т. 1. 608 с.
32. Fredsoe J. Meandering and braiding of rivers // *Journ. of Fluid Mechanics*. 1978. V. 84. P. 609–624.
33. Тананаев Н.И. Сток наносов и русловые процессы на реках криолитозоны: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2007. 26 с.
34. Ермакова А.С., Кирик О.М. Морфология и переформирования русла на Усть-Алданском участке р. Лены // *Геоморфология*. 2006. № 2. С. 62–73.

MORPHOLOGY AND DYNAMICS OF THE LARGE RIVER COASTS IN THE FROST GROUND ZONE (MIDDLE LENA NEAR YAKUTSK AS AN EXAMPLE)

N.I. TANANAYEV

Summary

Major features of bank erosion within the middle course of the Lena River are related to the hydrological conditions of flowing water contact with different floodplain levels, and variations in floodplain lithology. Formative discharges of the spring freshet correspond to the frozen sandy strata of the high floodplain banks, thus promoting thermal erosion of the latter. Effectiveness of the thermal erosion increases with the increase in bank height and is highest for high floodplain and terrace levels. Morphology of the banks depends not on the rate of their washing out, but on the influx of the sediments at their base. Volume of eroded bank material exceeds the annual bedload runoff due to the large extent of the eroded bank within the studied Lena River reach.

УДК 551.435.13(282.251.3)

© 2014 г. Р.С. ЧАЛОВ, О.М. КИРИК, А.К. ИЛЬСОВ, Д.В. БОТАВИН

ВРЕМЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ СЛОЖНОРАЗВЕТВЛЕННОГО РУСЛА КРУПНЕЙШЕЙ РЕКИ (НА ПРИМЕРЕ ПРИАЛДАНСКОГО УЧАСТКА р. ЛЕНЫ)

Введение

Разветвления русла рек относятся к наиболее сложным по морфологии, структуре и режиму переформирования. Поэтому вполне закономерен все возрастающий интерес к ним. В бывшем СССР исследования разветвленных русел начались в середине XX в. и, расширяясь и углубляясь со временем, были в основном сосредоточены на больших и крупнейших реках (Северной Двине, Оби, Лене, Амуре и др.). Усилиями отечественных исследователей, изучавших русловые процессы на разветвленных реках, протекающих в разных регионах страны и характеризующихся разным размером (водностью), разработана детальная морфодинамическая классификация разветвлений, определены их структура и гидравлика потока в узлах разделения и слияния рукавов, установлены закономерности деформаций каждого типа разветвленного русла, обоснованы подходы к прогнозированию переформирования при изменении водности и стока наносов, проведении на них гидротехнических мероприятий; для ряда рек дана подробная характеристика руслового режима разветвлений с конкретными рекомендациями по его учету при разработке схем и проектов регулирования русел, сформулированы основные принципы управления русловыми процессами на разветвленных реках [1–8].

За рубежом внимание на русла рек этого типа обратили позже, но уже в 2006 г. состоялась международная конференция, материалы которой опубликованы в специальном сборнике. Однако зарубежные исследователи сосредоточились на реках предгорных областей, где формируются специфические разновидности разветвлений, и на лабораторном моделировании процессов разветвления. В упомянутом сборнике, например, имеется всего две статьи по большим рекам и обе посвящены руслу р. Брахмапутры [9, 10], показаны его переформирования на двух участках реки за многолетний период; но они относятся только к участку выхода реки из гор в предгорно-равнинную область, хотя здесь Брахмапутра уже становится большой рекой.