

Н.Н. Назаров

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ЛОЖА ВОДОХРАНИЛИЩ

N.N. NAZAROV

CHANNEL PROCESSES AND MORPHOLITOGENESIS IN BOTTOM OF RESERVOIRS

Пермский государственный университет, 614990 г. Пермь, ул. Букирева, 15, e-mail: nazarov@psu.ru

Определяются место и роль эрозионных и аккумулятивных процессов в формировании ложа крупных равнинных водохранилищ. Представлены последние данные о темпах и закономерностях осадконакопления в искусственных водоемах. В особую группу процессов морфолитогенеза в их глубоководных частях выделены псевдорусловые процессы.

К л ю ч е в ы е с л о в а: водохранилище; глубоководная зона; эрозионно-аккумулятивные процессы; морфолитогенез; наносы; илы; темпы осадконакопления.

Среди всего разнообразия аквальных геосистем – однородных по своим гидрологическим или морфометрическим параметрам частей водохранилищ – наиболее изученными с гидролого-геоморфологических позиций являются участки русла с переменным подпором, а в пределах части водоема, характеризующейся постоянным подпором, – прибрежная зона. Усилиями прежде всего геоморфологов проведено выделение областей с различными типами морфолитогенеза – преимущественно флювиальным, преимущественно волновым и переходным [22, 23]. В этих и некоторых других работах (например, [5]) достаточно подробно рассмотрены процессы формирования подводных элементов берегового склона, а также особенности транзита и накопления береговых наносов.

Менее успешно изучение последствий развития абразионно- и эрозионно-аккумулятивных процессов в составе морфолитогенеза ложа водоемов проводилось в глубоководной зоне. Среди сравнительно небольшого перечня таких исследований следует отметить результаты изучения темпов осадконакопления [4, 21] и выделение аквальных геосистем [18]. Тем не менее, как показало время, они не устраняют дефицита знаний о темпах и направленности «строительства» подводного рельефа в наиболее слабо изученных элементах ложа водохранилищ – затопленных руслах рек, включая и устьевые участки их крупнейших притоков.

Традиционно объектами пристального внимания со стороны гидрологов и геоморфологов [2, 15] являлись и до сих пор являются самые верхние (русловые) участки водохранилищ. В силу практической направленности большей части таких исследований результаты их изучения всегда занимали важное место в русловой тематике и были востребованы заинтересованными ведомствами и органами управления. С использованием данных натурных наблюдений за формированием русел в зоне переменного подпора водоемов России и республик бывшего Советского Союза, осуществляемых в рамках различных научных исследований и мониторинга за судовой обстановкой, были выявлены и сформулированы общие закономерности развития эрозионно-аккумулятивных процессов на этих участках водохранилищ. Их знание и учет обеспечили решение многих практических задач, связанных с организацией и поддержанием водных путей, строительством переходов, водозаборов и др.

Фактически неизученными сегодня остаются эрозионно-аккумулятивные процессы, развивающиеся в старых руслах на участках водоемов, расположенных ниже зоны переменного подпора. Для выявления масштабов распространения этих процессов, по-видимому, целесообразно рассмотреть особенности их проявления, начиная с самого верхнего участка водоемов – зоны переменного подпора.

Зона переменного подпора, достигая в некоторых водоемах 50–70 % от всей их длины, является наиболее подверженной русловым преобразованиям частью любого крупного равнинного водохранилища. Наряду с заилением русла, увеличивающимся в направлении от верхнего участка зоны к нижнему, при временном исчезновении подпора и перехода части водохранилища в состояние реки начинаются деформации русла. По имеющимся данным [15] в результате увеличения уклонов водной поверхности на 70–90 % от бытовых значений (при формировании кривой гидравлического

спада) происходит углубление русла с выносом рыхлого материала в нижние части водохранилищ [1, 6]. Наблюдения за формированием русла в зоне переменного подпора Камского водохранилища показали, что кроме глубинной здесь достаточно активно протекает и боковая эрозия. На камском и вишерском участках водоема смещение пойменной бровки в отдельные годы может достигать 2–3 м и более [20].

Максимальные темпы и объемы аккумуляции наносов в русловых частях водохранилищ обычно наблюдаются в период половодья (при сработанном за маловодный период водохранилище), когда в них наблюдается «речной» режим. На спаде половодья подпор распространяется на наибольшее расстояние от плотины, и в верхней части зоны переменного подпора происходит интенсивное накопление наносов. Ежегодный средний слой аккумуляции в зоне переменного подпора Новосибирского и Цымлянского водохранилищ составляет 5,0–7,0 см [3], на Братском 2,2–5,0 см [8]. На отдельных перекатах р. Камы, находящейся в условиях подпора, эти накопления за навигационный период достигают 1,5 м [7].

По мнению Н.И. Маккавеева [13], к русловому типу относятся потоки, глубина, ширина и скорость течения которых настолько значительны, что основными динамическими факторами, определяющими главные закономерности их эрозионно-аккумулятивной деятельности, являются силы, возникающие при постоянном движении воды. По нашему мнению, с учетом данного положения необходимо рассматривать особенности флювиального морфолитогеоза и на участках водоемов, расположенных по течению ниже зоны переменного подпора.

Наиболее сильный выброс влекомых наносов в затопленное русло реки происходит в ранневесенний период, когда уровень водохранилища еще находится на относительно низких отметках, но уже наблюдается увеличение расходов, связанное с вступлением реки в фазу половодья. В этот период наносы транспортируются и откладываются в русле реки в полном соответствии с физической сущностью эрозионно-аккумулятивных процессов: длина пути осаждения или остановки движения частиц пропорциональна скорости течения и обратно пропорциональна гидравлической крупности наносов.

Специальные исследования скоростного режима проточных течений, проведенные в акваториях ряда водохранилищ (Камское, Рыбинское Новосибирское и др.), показали: сгущение линий тока струй руслового течения, возникающего в условиях подпора, происходит строго над наиболее глубокими частями водоемов, которым соответствуют старые затопленные русла рек [11, 16, 23].

Как показывают исследования, в пределах бровок затопленных русел водохранилищ получили развитие русловые процессы особого вида. Подобная трактовка руслового режима, формирующегося не в русле в его традиционном понимании, а в толще водных масс, в которых над затопленными бровками русловой формы наблюдаются градиенты скоростей по контакту «русловых» и «внерусловых» водных масс, не противоречит его сущности поскольку «... как бы ни были малы скорости потока, он всегда переносит твердые вещества, если не в виде взвесей и перекачиваемых по дну частиц, то в виде каллоидов и растворов <...> поток всегда способен эродировать ложе; если скорости течения не достаточны для отрыва частиц, то последние постепенно измельчаются под влиянием растворения» [14. С. 53].

Изучение скоростного режима стоковых течений в зоне постоянного подпора показало, что они могут осуществлять транзит не только взвешенных частиц, но и влекомых наносов. В затопленных руслах водохранилищ даже среднемесячные скорости течения (0,30–0,70 м/с) в период половодья [10, 23] превышают *предельные скорости потока*, начиная с которых может осуществляться перекачивание или сальтация мелких песков и перемещение в виде взвеси алевритов [9]. В годы с аномальными значениями скорости течений (в 1,5–2,0 раза выше средних), повторяющимися раз в 5–10 лет, по-видимому, размыв русловой ложбины является постоянным атрибутом морфолитогеоза данной части ложа водоема.

Немаловажную роль в развитии русловых процессов в условиях контакта речного русла с водными массами водохранилища (или при резком изменении его морфометрических характеристик) играют плотностные придонные течения. Расслоение потока на более плотный, холодный, насыщенный наносами, и более «чистый», теплый слои дает импульс для дополнительной концентрации придонных водных масс и распространение их вниз по течению на значительные расстояния [12]. В процессе осаждения плотность нижнего слоя воды может возрасти до такой степени, что расположенные несколько выше потоки других слоев плотной воды скользят поверх этого слоя [24].

Картирование донных отложений на Цымлянском водохранилище показало, что аккумуляция и трансседиментация влекомых наносов р. Дон распространяется в затопленном русле и пойме примерно на 30% акватории зоны постоянного подпора (центральная часть акватории). Аналогичное распределение отложений аллювиального генезиса, говорящее об активном развитии руслового процесса в этой зоне, установлено и на Воткинском водохранилище. В 10–15 км ниже по течению от г. Осы (граница нижнего и среднего районов водохранилища) вторичные отложения в русле представлены заиленными песками, постепенно переходящими в опесчаненные илы.

Границей качественных изменений течения морфолитогенеза в затопленном русле и прирусловых (пойменно-террасовых) элементах ложа водохранилищ может считаться участок тотального распространения практически однородных по своему составу иловых отложений. Здесь они впервые сначала относительно тонким, а ниже по течению все более толстым слоем перекрывают ложбину русла реки и пойму.

Причин подавления активности русловых процессов (подавление активности не означает их прекращения) несколько. Основными из них следует считать достижение стоковыми течениями низких скоростей, не обеспечивающих возможность дальнейшего транзита влекомых наносов, и второе – активное вовлечение в процесс седиментации отложений берегового комплекса, поступающих в акваторию в результате экзогенной переработки берегового склона [17]. Следует также учитывать увеличение глинистости разрезов у более высоких генераций террасового комплекса, выходящих на уровень абразионной подрезки в центральном и приплотинном районах у большинства водоемов. Здесь перестают оказывать значимое влияние на характер моделировки донного рельефа ложа водоема даже крупные притоки. Распространение влекомых наносов, как правило, ограничивается устьевыми частями в вершинах заливов и обычно не выходит за пределы их акваторий. Все другие более мелкие водотоки откладывают крупные наносы в пределах берегового склона главной реки, участвуя в формировании береговых аккумулятивных или прислоненных к подводному береговому склону террас. Взвешенные наносы притоков выносятся в акватории основных плесов водохранилищ и участвуют в морфолитогенезе глубоководной зоны.

Важной особенностью осадконакопления в ложе водохранилищ за счет взвешенных наносов является четкая зависимость темпов (скорости) процесса от глубины водоема в конкретной точке. Сегодня уже установлены предельные глубины, на которых происходит накопление иловых отложений в плесовых частях камских водохранилищ (в заливах они «приподняты» на 2–3 м). На Камском водохранилище, начиная с глубины 10–11 м, а на Воткинском – с 5–6 м и глубже, взвесь, осевшая на дно в периоды слабого или полного отсутствия волнения при минимальных скоростях течений не удаляется в полном объеме (весной и осенью при низком стоянии уровней). Начиная с этих пороговых значений глубин, мощность вторичных отложений находится в прямой зависимости от особенностей донного рельефа.

Наблюдаются две основные закономерности осадконакопления:

1) на плоских поверхностях затопленных пойм или надпойменных террас происходит уменьшение мощности иловых отложений на положительных формах микрорельефа (прирусловых валах, дюнах и т.д.) и увеличение – в отрицательных (старичных ложбинах, междюнных понижениях, прорезях и т.д.);

2) формирование повышенной мощности иловых отложений в затопленном русле по сравнению с более высокими внерусловыми элементами донной поверхности ложа водоема (рис. 1).

Важной особенностью руслового осадконакопления является наличие повышенных значений мощности иловой толщи не только в днище русловой ложбины, но и на ее склонах, что говорит об особом «русловом» типе морфолитогенеза по сравнению другими элементами рельефа ложа водоема. Подобная дифференциация проявлений процессов седиментации дает все основания классифицировать протекающие в старом русле процессы как *псевдорусловые*, обеспечивающие его морфолого-морфометрическую и динамическую обособленность.

В группе этих процессов одно из ведущих мест по результирующему эффекту осадкообразования играет концентрация линий тока проточных течений над наиболее глубокой частью водохранилища, которая, как уже отмечалось, ведет сначала к насыщению потока взвешенными наносами, их транзиту вдоль русла и последующему осаждению в нем (в том числе и на его склонах).

Другим, довольно слабо пока изученным процессом, оказывающим влияние на скорость накопления вторичных отложений и пространственную дифференциацию мощности илов в руслах

Оценка пространственно-временной динамики толщины ледяного покрова на реках водосбора Воткинского водохранилища

водохранилищ, являются плотностные течения, которые формируют придонные иловые слои-потоки,двигающиеся в направлении плотины (рис. 2).

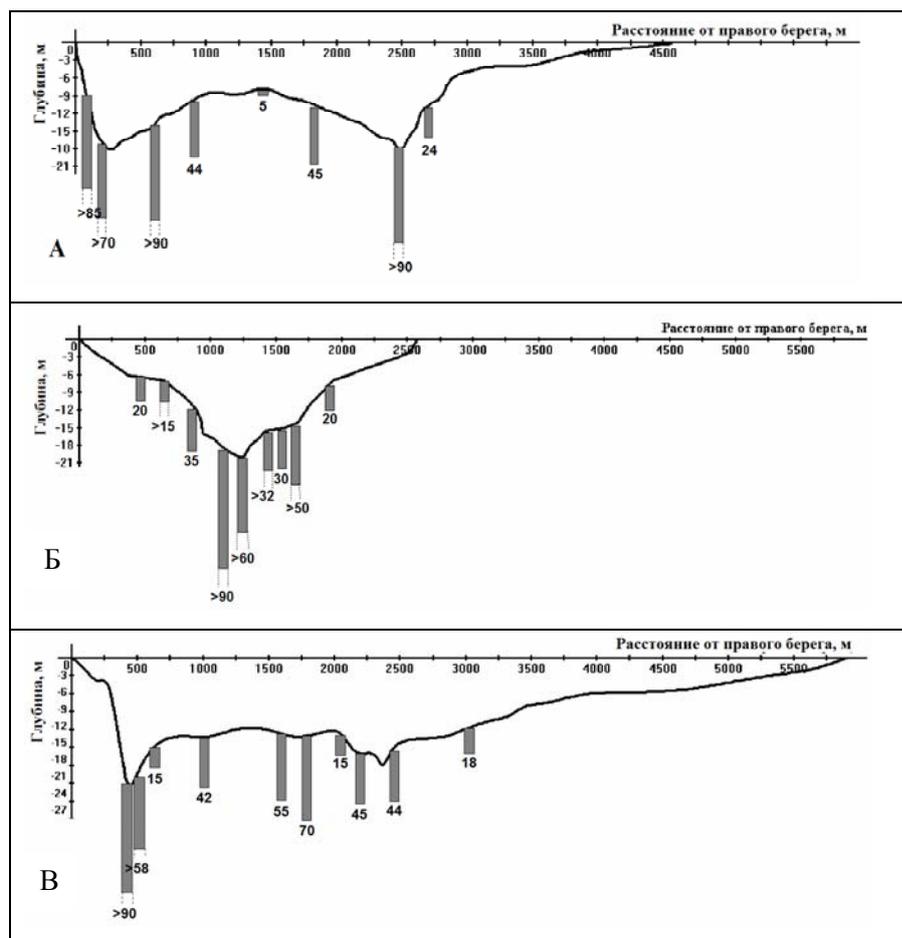


Рис. 1. Мощность иловых отложений на поперечных профилях ложа Воткинского водохранилища (А, Б – с. Частье, В – с. Бабка). Мощность ила (см)

Продольное перемещение уплотнившихся до состояния суспензии, а иногда даже до желеобразной консистенции иловых масс обеспечивает их накопление даже в тех частях акваторий, с побережий которых не происходит активного поступления наносов. Так, например, сравнение по лотциям 1984 г. и 2000 г. отметок донной поверхности русловой ложбины на самом нижнем участке Воткинского водохранилища, с учетом положения меженного уровня р.Камы до создания водоема, показало, что в непосредственной близости от плотины произошло самое большое для зоны постоянного подпора накопление вторичных отложений. Их мощность местами превышает 3–5 м (рис. 3), при этом данный участок водоема является самым «бедным» в отношении питания акватории наносообразующим материалом [19].

О перемещении наносов в результате деятельности псевдоруслевых процессов с не совсем ясным механизмом транспортировки говорят также факты обнаружения в кернах иловых отложений, отобранных на большом удалении от ближайшего места возможного «загрязнения» илов грубым материалом, четко выраженных прослоев среднего и крупного песка, смешанного с алевритистыми частицами (штормовой заброс песка с «банок» исключается). По всей видимости, перенос песчаного материала в этом случае происходил по плоскости, обладающей повышенной плотностью субстрата, что не позволило ему смешаться с подстилающим грунтом.

Таким образом, можно констатировать, что морфолитогенез ложа крупных равнинных водохранилищ не ограничивается только процессами, представленными исключительно «водоемной» составляющей. Наряду с абразионно-аккумулятивными процессами, провоцируемыми деятельностью ветроволновых явлений, в рельефообразовании ложа водоемов немалую роль играют и флювиальные (эрозионно-аккумулятивные) процессы.

Оценка пространственно-временной динамики толщины ледяного покрова на реках водосбора Воткинского водохранилища

Воздействие последних в водохранилище не ограничивается зоной переменного подпора, а активно влияет на темпы и характер морфолитогенеза в других частях водохранилища.

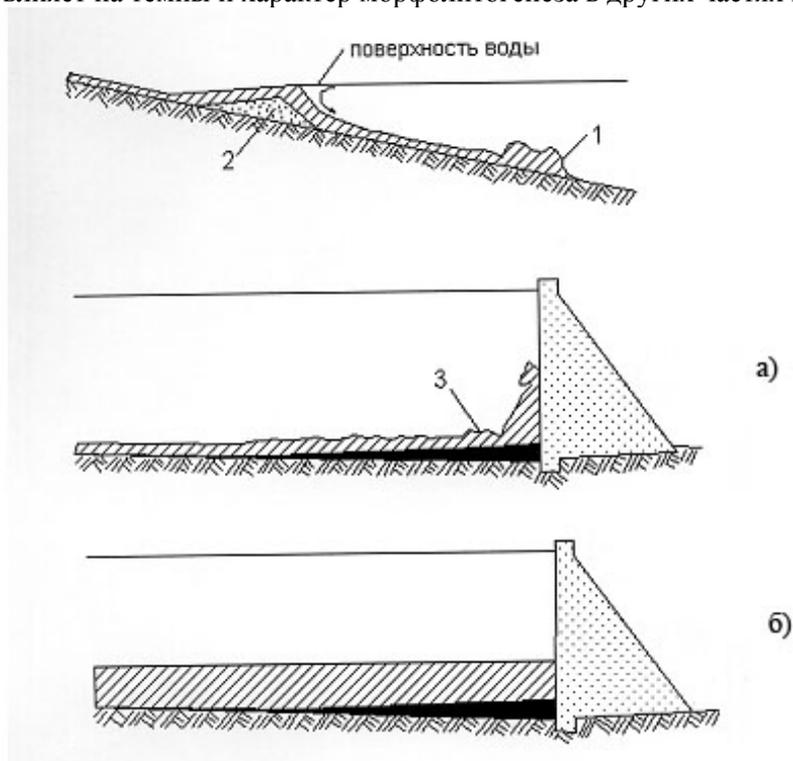


Рис. 2. Схема плотного мутного потока в водохранилище (по Беллу) [12]:

1 – головная часть плотного потока; 2 – дельтовые отложения; 3 – отложения предыдущих мутных потоков; а) головная часть потока разбивается о плотину; б) поток останавливается в виде подводного озера с повышенной концентрацией наносов

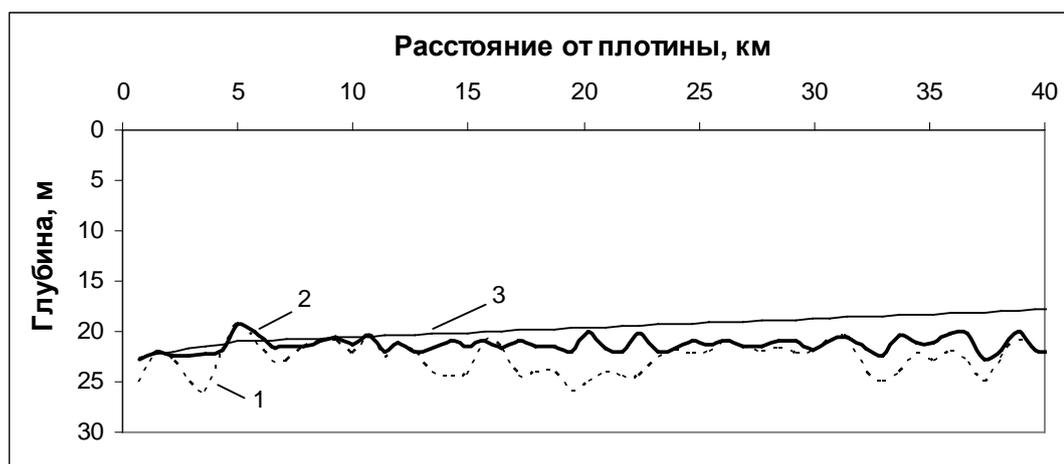


Рис. 3. Глубины в русловой части нижнего участка Воткинского водохранилища: 1 – 1983 г.; 2 – 1996 г.; 3 – межженный уровень р. Камы до создания водохранилища

Агентами преобразования донного рельефа выступают *русловые процессы*, производящие основной объем эрозионной и аккумулятивной работы не только в переходные периоды функционирования водоемов (весна, осень), но и периоды временной стабильности их уровней (НПУ), когда русловые потоки осуществляют свою работу, используя для этого старые русла рек.

Второй составляющей морфолитогенеза самой глубокой части ложа водоемов является комплекс *псевдоруловых процессов*, моделирующих русловую ложбину в соответствии с особенностями гидрофизических, грунтовых и некоторых других водоемных процессов, причиной

возникновения которых является само русло. Совместная «работа» проточных и плотностных течений (и других агентов морфолитогенеза) в русловой ложбине требует специального изучения, поскольку его результаты при всей морфологической и литологической выраженности последствий деятельности этих течений сегодня пока находятся вне сферы научных интересов гидрологов и геоморфологов. При этом изучение особенностей развития этих процессов, безусловно, оказало бы положительную роль при решении экологических проблем и вопросов, связанных с обеспечением судовой обстановки на участках водохранилищ, где подходы к портам и причалам проходят по старым руслам главной реки или ее притоков.

Библиографический список

1. *Бабиньский З.* Влияние водохранилищ на русла рек в разных природных условиях, его экономические и экологические аспекты / З. Бабиньский, К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, С.Н. Рулева, Р.Д. Фролов // Эрозионные и русловые процессы. М.: Изд-во Моск.ун-та, 2005. Вып. 4. С. 51–67.
2. *Беркович К.М.* Географический анализ антропогенных изменений русловых процессов / К.М. Беркович. М.: ГЕОС, 2001. 164 с.
3. *Беркович К.М.* Морфология русла и русловые деформации верхней Оби / К.М. Беркович, Л.М. Гаррисон, С.Н. Рулева, Р.С. Чалов // Земельные и водные ресурсы. Противозэрозийная защита и регулирование русел. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1990. С. 95–120.
4. *Законнов В.В.* Формирование берегов и донных отложений Чебоксарского водохранилища / В.В. Законнов, Л.Б. Иконников, А.В. Законнова // Водн. ресурсы. 1999. № 4. С. 418–426.
5. *Иконников Л.Б.* Формирование берегов водохранилищ / Л.Б. Иконников. М.: Наука, 1972. 95 с.
6. *Калюжный В.К.* Особенности руслового режима зоны выклинивания подпора Камского водохранилища / В.К. Калюжный // Двенадцатое межвуз. коорд. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Краткие сообщения. Пермь, 1997. С. 164–166.
7. *Калюжный В.К.* Особенности руслового режима зоны выклинивания подпора Камского водохранилища / В.К. Калюжный // Эрозия почв и русловые процессы. М., 1998. Вып. 11. С. 263–272.
8. *Карнаухова Г.А.* Влияние областей переменного подпора на состав воды водохранилищ / Г.А. Карнаухова // Фундаментальные проблемы изучения и использования воды и водных ресурсов. Иркутск, 2005. С. 88–89.
9. *Карнаухова Г.А.* Терригенная седиментация в зонах переменного подпора Братского водохранилища / Г.А. Карнаухова // Метеорология и гидрология. 2000. № 11. С. 86–94.
10. *Китаев А.Б.* Важнейшие гидродинамические характеристики водохранилищ (на примере камского каскада) / А.Б. Китаев. Пермь, 2006. 260 с.
11. *Кошмяков И.В.* О построении плана проточных течений камских водохранилищ / И.В. Кошмяков, Т.П. Девяткова // Закономерности формирования, методы расчетов водных и климатических ресурсов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1982. С. 37–47.
12. *Линслей Р.К.* Прикладная гидрология / Р.К. Линслей, М.А. Колер, Д.Л.Х. Паулюс. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1962. 359 с.
13. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне / Н.И. Маккавеев. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.
14. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне / Н.И. Маккавеев. М.: Географ. ф-т МГУ, 2003. 355 с.
15. *Маккавеев Н.И.* Русловые процессы в зонах переменного подпора / Н.И. Маккавеев, И.В. Белинович, Н.В. Хмелева // Русловые процессы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 318–337.
16. *Матарзин Ю.М.* Гидрология водохранилищ / Ю.М. Матарзин. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК, 2003. 296 с.
17. *Назаров Н.Н.* Пространственно-временные особенности морфолитогенеза береговой зоны приплотинного участка Воткинского водохранилища / Н.Н. Назаров // Географический вестник. Пермь, 2007. №1–2. С. 11–19.
18. *Назаров Н.Н.* Формирование аквальных геосистем Воткинского водохранилища / Н.Н. Назаров // Изв. РГО. 2005. Т. 137. Вып. 3. С. 52–61.

19. Назаров Н.Н. Экзогенные геологические процессы как источник формирования донных отложений Воткинского водохранилища / Н.Н. Назаров // Гидротехническое строительство. 2002. № 10. С. 50–53.

20. Назаров Н.Н. Реки Пермского края: Горизонтальные русловые деформации / Н.Н. Назаров, С.С. Егоркина. Пермь: ИПК «Звезда», 2004. 155 с.

21. Назаров Н.Н. Пространственно-временная дифференциация иловых отложений Воткинского водохранилища / Н.Н. Назаров, А.В. Сунцов // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Пермь, 2007. Т. 1. С. 159–163.

22. Фролова И.В. Геосистемная дифференциация современного экзогенного рельефообразования береговой зоны Воткинского водохранилища: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / И.В. Фролова. Пермь, 2006. 22 с.

23. Хабидов А.Ш. Динамические обстановки рельефообразования и осадконакопления береговой зоны крупных водохранилищ / А.Ш. Хабидов, Л.А. Жиндарев, А.К. Тризно. Новосибирск: Наука. Сибир. изд. фирма РАН, 1999. 191 с.

24. Brown C.B. The Control of Reservoir Silting / C.B. Brown . U. S. Dept. Agr. Misc. Pub. 521, 1943. P. 38.

SUMMARY

Geomorphological researches at the Kama reservoirs have revealed the fact that the fluvial (erosion and accumulation) processes play an important role in the bulge transformation of the pond floors. The channel processes are being spread far, beyond the bounds of the fluctuating backwater zone and influence on the rate and character of morpholito genesis in the medium and lower reservoirs' parts actively. The channel flows act using the old channels of rivers.

The important constituent of morpholito genesis of the deepest part of ponds' beds is the complex of pseudo-channel processes, modelling the channel narrow in the correspondence with the peculiarities of hydrophysical, subsoil and some other pond processes. The reason of appearance of the processes turns out to be the channel itself.