

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

СОВРЕМЕННОЕ ДЕЛЬТООБРАЗОВАНИЕ

Изучением русловых процессов дельты Волги до последнего времени никто специально не занимался. Изыскательские организации выполнили лишь несколько исследовательских работ по образованию и режиму так называемых зимовальных ям. Имеются материалы кратковременных изысканий на «россыпях» (Харбай, Сергиевка), не освещающие, однако, механизма русловых процессов.

Изучению русловых процессов дельты Волги могло бы значительно помочь сравнение имеющихся в ряде организаций материалов одновременных промеров глубин рукавов и протоков. Однако анализ этих материалов показал, что при выполнении промерных работ обычно преследовалась лишь основная цель: дать лоцманскую карту судоходных рукавов. Более широкая задача — изучение изменений глубин рукавов во времени — обычно не ставилась. Не стремясь к сопоставлению одновременно произведенных работ, изыскательские организации не выполняли и основного необходимого для этого условия — плановой привязки промеров к одним и тем же опорным геодезическим знакам. Это обстоятельство исключает возможность использовать для сравнения значительную часть накопленных материалов по промерам глубин. Поэтому в настоящее время приходится ограничиться схематичным рассмотрением некоторых видов русловых процессов, протекающих в дельте Волги и специфических для нее.

Механизм дельтообразующих процессов Волги удобнее всего рассмотреть, начиная от взморья к верховьям дельты.

Приморская часть надводной дельты шириною 10—20 км характеризуется особенно сильно разветвленной сетью водотоков. Вследствие их дробления происходит постепенное сужение русел по мере приближения к морскому краю дельты. Среднее расстояние между устьями водотоков по морскому краю дельты составляет 0,2—0,4 км, а наибольшее — 2 км. По низменным берегам водотоков (высотой от 0,1 до 1,5 м) обычно идут прирусловые валы, уходящие за морским краем дельты под воду в виде приустьевых кос. Для приморской зоны характерно и наличие поперечных протоков, образующихся чаще всего при прорывах островов нагонными водами. Рост кос перед устьями больших протоков или группы протоков меньшего размера вызывает неравномерное выдвижение дельты и приводит к образованию с течением времени култука, т. е. мелководной бухточки между двумя смежными выдвинувшимися участками дельты.

Переход от приморской части дельтовой равнины, имеющей вид решетчатой поймы, к относительно ровному дву-предустьевому взморью происходит постепенно на пространстве переходной, «култучной» зоны. Эта

зона шириною примерно 10—15 км простирается от морского края надводной дельты до мористого конца русловых бороздин взморья. В ней отлагается основная часть твердого стока реки и происходят наиболее интенсивные первичные дельтообразующие процессы. Они создают в основе гидрографическую сеть будущей приморской части дельты, которой становится култучная зона по мере общего выдвижения дельты в море.

Пройдя край дельты, воды рукавов, протоков и ериков втекают на взморье по неглубоким русловым бороздинам — «банчинам», заключенным вначале между двумя боковыми приустьевыми косами. Косы растут главным образом в половодье и за счет песчаных выносов реки, иногда несколько переформируясь волною и льдом. Осаждению на них наносов способствует водная растительность. Окончания приустьевых кос соединяются россыпью, т. е. группой небольших подводных мелей, или полукруглым баром. В годы с повышенным стоком Волги (водным и твердым) эта отмель быстро и значительно повышается. Подпор, вызываемый баром (как водосливом с широким порогом), создавая повышенные горизонты воды между косами, способствует образованию прорана, т. е. прорыва вод потока сквозь косы в смежный култук. Обычны веерообразные прорывы сразу нескольких протоков. Они могут произойти и через пониженные части бара или россыпи. Расчленившаяся бороздина создает таким образом на своем мористом конце сеть островков, каждый из которых с течением времени повышается и часто образует ухвостья в виде одной или двух кос, придающих ему временно полукруглую, но весьма вытянутую форму.

По мере общего выдвижения дельты на взморье и смещения в этом же направлении кривой устьевого спада уровней половодья происходит приспособление русловых бороздин култучной зоны к их новому гидрологическому режиму. Имеется целый ряд факторов, благоприятствующих глубинной и боковой эрозии, поперечному смещению русловых бороздин и интенсивности русловых процессов в култучной зоне: сравнительная рыхлость грунтов, слагающих молодые формы рельефа, большие скорости течения на участке нижней ветви кривой устьевого спада уровней половодья, местные, поперечные к бороздинам уклоны дна взморья (вызываемые неравномерным выдвижением дельты) и т. п.

Образования излучин в бороздинах почти не происходит. Этот процесс становится в дельте заметным лишь выше ее приморской части. В частности, наиболее развиты меандры в более старых водотоках дельты, например в верховьях Бузана; на его пойме немало даже стариц — древних меандр. В протоках приморской части нередки угловатые излучины, составленные руслами соединившихся протоков.

При боковом смещении бороздин образуются русловые острова. Схождение бороздин создает веретеновидную форму острова, а расхождение — полукруглую с бухточкой в низовой части острова. Дно бороздин изрезано желобками и покрыто невысокими (0,2—0,7 м) и узкими (1—10 м) отмелями — «шалыгами». Шалыги с течением времени либо размываются, либо входят в состав русловых островов. На дне бороздин нередко встречаются небольшие ямы глубиной 2—5 м — зародыши будущих «зимовальных ям» приморской части дельты.

При спаде половодья прораны между новообразовавшимися из приустьевых кос островами култучной зоны углубляются при увеличении скоростей течений (в периоды стонов или спада нагонных вод), а островки наращиваются наносами при волнении, а также взвесями речных нагонных вод, задерживающимися водной растительностью островов.

Различаются открытые к морю и закрытые култуки. Открытые к морю култуки мелеют за счет наносов, поступающих из проранов, прорвавших косы, за счет муты нагонных вод, задерживаемой водной растительностью.

а также за счет прибрежных наносов, приносимых волнением. Эти наносы поступают при морях и в меньшей мере при бризах. Мелеющие култуки долго сохраняют наклонное к морю дно. За сравнительно длительный период их жизни весьма велика вероятность впадения в них в их вершине какого-либо протока дельты, одного или нескольких ериков. Последние, отдав основную часть взвесей полям приморской заросшей тростником зоны дельты и имея в половодье повышенный уклон водной поверхности, начинают разрабатывать себе русловые бороздины по гладкому дну култука. Воды мелеющего култука постепенно скапливаются в этих бороздинах. Дно култука между бороздинами быстро мелеет, чему благоприятствует его густая водная растительность. В конце концов на месте култука образуется несколько плоских островов, разделенных новообразовавшимися руслами.

Закрытые култуки образуются при впадении в них прорвавшихся скважины проранов. Эти водотоки, отчленившиеся от протока, сохраняют свои взвеси до взморья, способствуют отшнуровыванию култука и обращению его в ильмень, т. е. дельтовое озеро. При этом глубокие култуки долго сохраняются как водоемы и весьма медленно мелеют, а мелкие быстро переходят в тростниково-осоковое болото. Образовавшие его водотоки могут начать его дренирование. Однако нередки и случаи, когда эти култуки, обычно после зимы, мелеют и в них прекращается течение.

Кроме рассмотренных способов новообразования дельтовой суши, значительную роль в этом процессе играют острова взморья, которые образуются волною из ракушки и песка, обычно на реликтовой основе прежнего рельефа, и сросшиеся острова наиболее древней части дельты. Можно дать следующий перечень генетических типов дельтовых островов [34]:

1) аллювиальные острова, развившиеся: а) на основе осередков, кос и мелей (россыпей); они плоские с песчано-супесчаным основным ядром и более глинистыми окранными; б) в процессе эрозийного расчленения дна култуков; они также плоские, но супесчано-суглинистые и обычно окаймлены супесчаными прирусловыми валами ериков;

2) реликтовые острова, созданные вокруг основы из бугра Бэра или из старого морского острова;

3) сросшиеся острова, образованные в результате заноса или пересыхания протоков, разделяющих аллювиальные и реликтовые острова; они свойственны вершине и центральной части дельты.

Для отложений дельты Волги прежде всего характерно либо отсутствие, либо наличие лишь в очень малом количестве песчаных частиц (0,1—1,0 мм), в особенности частиц 0,25—0,50 мм. Последние имеются в составе влекомых по дну наносов и редко поступают (лишь при взмучивании большими скоростями в половодье) на дельтовые острова. Наиболее часто встречается песок пылеватый (сильт, алевроит, 0,1—0,05 мм), преобладающий во всех породах, за исключением тяжелых суглинков и глин. Надо сказать, что эта фракция большей частью скоагулирована в комочки, что создает впечатление песчаности осадков. Коагуляция способствует свойственной дельте накопление в осадках CaCO_3 и CaSO_4 . Интересно отметить, что в породах бугров Бэра также преобладает фракция 0,1—0,05 мм (60—75%). Это может служить добавочным подтверждением гипотезы Б. А. Федоровича об образовании бугров Бэра ветром из скоагулированных до размера песчинок глин древних такыров. По механическому составу пескам свойственно резкое преобладание алевроита (до 90—95%), легким суглинкам — «двухвершинный график» с пиками для частиц < 0,01 и 0,1—0,05 мм, а глинистым породам — равномерное, постепенное падение процента содержания различных фракций от мелких к крупным. Все пески и большая часть супесей бесструктурны. Супеси

прирусловых валов и осадки палоев имеют тонкую, обычно неуловимую на глаз слоистость; она создается различными по механическому составу осадками, что и обуславливает двухвершинный график при анализе этих супесей. Вообще же в шурфах дельтовые отложения обязательно имеют на каждый метр по вертикали 5—10 слоев мощностью по 1—30 см.

Отложение минеральных частиц происходит наиболее интенсивно на морском крае и в начале взморья.

Небольшая мощность слоев отложений в шурфах свидетельствует о быстрой смене условий образования отложений, меняющихся в связи с продвижением дельты в море и с изменениями ее речной сети.

Отложения дельты можно подразделить по происхождению на морские и аллювиальные [131]. К морским отложениям относятся древние осадки хвалыньские и послехвалыньские, переотложенные древние морские осадки (дельтовый бугров Бэра, эоловые осадки), современные морские отложения.

К аллювиальным отложениям относятся донные дохвалыньские (на глубинах более 10—15 м) и современный аллювий (отложения взморья, культурной зоны, самой дельты).

Этими осадками слагаются следующие типичные элементы рельефа дельты: русловые впадины, русловые равнины, культурные равнины, прирусловые валы, гривы, культурно-ильменные и руслово-ильменные впадины.

Русловые впадины — это узкие вытянутые понижения рельефа на месте бывшего потока на культурке или между буграми Бэра.

Русловые равнины образуются после выполнения русловых впадин полойными отложениями мощностью 1—2 м.

Культурные равнины формируются в результате заполнения при обсыхании больших культурков; эти равнины сложены глинистыми и суглинистыми отложениями и одеты чехлом слоистых полойных отложений, мощность которых растет от 0,5 м на морском крае до 2,0 м в верховье дельты.

Прирусловые валы образуются осаждением взвесей при переливе полог вод на пойму и имеют высоту до 2 м. Они всегда насажены на какой-либо иной элемент рельефа; для них характерно переслаивание песчаных и глинистых осадков слоями 1—10, реже 30 см.

Гривы — это песчаные (с пресноводной фауной) древние прирусловые валы высохших рукавов или супесчаные (с морской фауной) остатки древних морских островов, возвышающиеся на 1—2 м над дельтовой равниной.

Культурно-ильменные впадины образуются на месте глубокой части отпнуровавшихся культурков; на них нередок мелкогривистый рельеф прирусловых валов протекавших по ним прежде ериков.

Руслово-ильменные впадины образуются на месте высохших ильменей — стариц.

Наконец, почти повсюду, особенно в западной части дельты, возвышаются бугры Бэра высотой 5—10 м, сложенные супесями и суглинками, покрывающими их бугровые платформы из хвалыньских глин шоколадного цвета. Эти бугры имеют шлейфы отложений, образовавшиеся развеванием или размывом. Межбугровые котловины заполнены там, где нет русел, переслаивающимися аллювиальными и бугровыми отложениями либо суглинками, отложившимися в межбугровом ильмене.

Какова генетическая связь между этими формами рельефа?

Русла потоков всегда имеют прирусловые валы и по обсыхании превращаются в русловую впадину, которая, заполнившись отложениями, становится равниной. Если обсыхает старица, т. е. русловой ильмень, то образуется руслово-ильменная впадина. Прирусловые валы, а также косы и осередки выходных участков протоков образуют в зависимости от мощности отложений гривистый или мелкогривистый рельеф. Культур. обсы-

хая, оставляет на своем месте култушный ильмень, становящийся затем култушно-ильменной впадиной и, наконец, култушной равниной, на которой насажены гривки кос и прирусловых валов прежних ериков.

Дельтовое осадкообразование начинается с появления на морских осадках предустьевого взморья аллювиальных слоев, материал которых поставляется рукавами, протоками и ериками дельты. Затем на этих слоях, непосредственно перед линией уреза, начинает формироваться подводный рельеф в виде бороздин, русел, дна култуков. При этом прежние аллювиальные слои взморья перекрываются где русловыми, где култушными осадками. Русловые осадки создают и острова и приустьевые косы морского края. В самой дельте взвеси разлива половодья нарастают дельтовые острова.

При медленном продвижении дельты в море новообразования рельефа ее морского края постепенно сливаются с общим рельефом дельтовой равнины.

Разрез внутри дельты, например на месте бывшего култука, показывает морские отложения, перекрытые речными песками предустьевого взморья, затем суглинистые осадки бывшего култука и, наконец, песчано-глинистые пойменные отложения разливов половодья. Местами на култушной равнине может быть мелкогравийный рельеф — остатки прирусловых валов потоков, впадавших в култушный водоем. На месте же обмелевших дельтовых русел будет иной разрез: морские отложения, затем русловые песчаные отложения, перекрытые пойменными песчано-глинистыми осадками, создающими русловую равнину, на которой могут остаться гривы округлые — из островов морского края и удлиненные — из русловых островов и прирусловых валов.

НАРАСТАНИЕ И ВЫДВИЖЕНИЕ ДЕЛЬТЫ

Вследствие значительных скоростей течения в половодье (1—1,5 м/сек.) и наличия соответствующего им сильного турбулентного перемешивания мутность в рукавах дельты Волги в половодье распределяется по глубине почти равномерно. Песчаные фракции ($> 0,25$ мм) и фракции 0,05—0,25 мм отмечаются в это время и в верхних слоях воды рукавов. Это же обстоятельство служит, между прочим, причиной сравнительно быстрого занесения новых русел ериков, образующихся при поперечных прорывах протоков на островах в верховье дельты, а также причиной наличия песчаных частиц в прирусловых валах протоков.

Взвеси, поступающие из русел на дельтовую равнину при переливе вод рукавов в половодье через прирусловые валы, вызывают вертикальное нарастание дельтовой равнины и ее выдвижение в море, которое может быть приближенно определено следующим образом.

По расчетам ВНИРО (С. Н. Казачёв, 1951 г.), в центральной части дельты при среднем половодье высотой 3,00 м заливается 1800 км² полей, причем на них вмещается 2,7 км³ воды. При наибольшем половодье высотой 4,00 м площадь заливания 2000 км², а объем воды 4,7 км³.

Если принять среднюю скорость протекающей по полям воды за период половодья 0,10 м/сек. и произвести расчет объема всей проходящей за это время по ним массы воды, то получается, что через поля при среднем половодье проходит 6 км³, а при наибольшем — 8,5 км³ воды.

Принимая среднюю мутность вод в первом случае 115 г/м³, а во втором — 130 г/м³ (по данным 1953 г., среднего по водности) и считая приближенно, что воды полностью осветляются, получаем при объемном весе наносов 1,4 объема отложений: для среднего половодья 0,5 млн. м³, а для наибольшего — 0,7 млн. м³. Это дает слой отложений на 2000 км² заливаемой площади для среднего половодья 0,25 мм, а для высоких половодий, повторяемость 1 раз в 10 лет, 0,35 мм.

Таким образом, вертикальное нарастание дельтовой равнины будет: $90 \text{ лет} \times 0,25 \text{ мм} + 10 \text{ лет} \times 0,35 \text{ мм} = 26 \text{ мм/сто лет}$. При среднем наклоне дельтовой равнины 0,00003 эта цифра дает «активное» выдвигание дельты около 1 км в сто лет.

Это составляет лишь несколько процентов от фактического продвижения дельты, которое определяется падением уровня Каспия и скоростью роста приустьевых кос. Оно составляло в 1873—1927 гг. — 0,12 км/год, а в 1927—1939 гг. — 0,93 км/год. Для всей заливаемой в половодье части дельты объем отложений составляет 5—15% объема годового твердого стока. Само собою разумеется, вертикальное нарастание дельтовой равнины идет на приустьевых валах гораздо быстрее, чем в средней части островов, почему приведенный выше схематический расчет дает фиктивную среднюю цифру, годную лишь для характеристики макропроцесса.

Чрезвычайно сложный процесс выдвигания морского края дельты виден из рис. 104.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ДЕЛЬТОВЫХ РУКАВОВ

Как известно, выдвигание в море дельты всегда сопровождается углублением выходных участков устьевых рукавов и некоторым поднятием русел в верховье дельты и на приустьевом участке [185]. В дельте Волги, безусловно, имеет место первое из этих явлений — активная глубинная эрозия в приморской зоне и образование новых русловых бороздин в прибрежной части предустьевого взморья. Что же касается второго из указанных явлений, то еще нет достаточных фактических данных для суждений о его наличии или отсутствии. Для получения таких данных необходимо сравнение при одном и том же срезочном горизонте средней глубины живых сечений рукавов до падения уровня Каспия и в настоящее время. Такие промеры глубин не выполнены. Сравнение же глубин, случайно взятых по продольным профилям рукавов, не может дать убедительного ответа на этот вопрос. Поэтому данную ниже краткую морфологическую характеристику продольных профилей некоторых рукавов и их динамики следует рассматривать как приближенную схему.

Рассматривая продольные профили рукавов (рис. 103), можно высказать следующие суждения:

1) Дельтовым рукавам свойственно весьма неравномерное распределение глубин по продольному профилю. Средние покิโลметровые глубины строжней смежных участков нередко разнятся на несколько метров.

2) По длине продольного профиля наблюдается чередование относительно глубоководных участков (типа плесов) с относительно мелководными участками (типа перекатов) протяжением в несколько километров каждый.

3) Характерно наличие ряда весьма глубоких и коротких (по продольному профилю) мест дна — зимовальных ям.

4) Наблюдается обратный средний уклон продольного профиля дна рукавов в низовой части дельты.

5) Сравнение одновременных продольных профилей крупных рукавов показывает, что некоторые «плесовые» и «перекатные» участки со временем смещаются вниз по течению, а в приморской части дельты происходит самоуглубление русел.

При планиметрировании от одного и того же условного горизонта совмещенных продольных профилей рукавов Бахтемир и Камызяк (на протяжении 60—80 км от истока) получены следующие данные:

Бахтемир	1919—1925—1950—1953 гг.	среднее углубление	1,0 м
Камызяк	1914—1937 гг.	„	1,6 „

Это углубление вызвано, вероятно, увеличением относительной доли стока обоих рукавов в каждые 25 лет и большим влиянием на них паде-

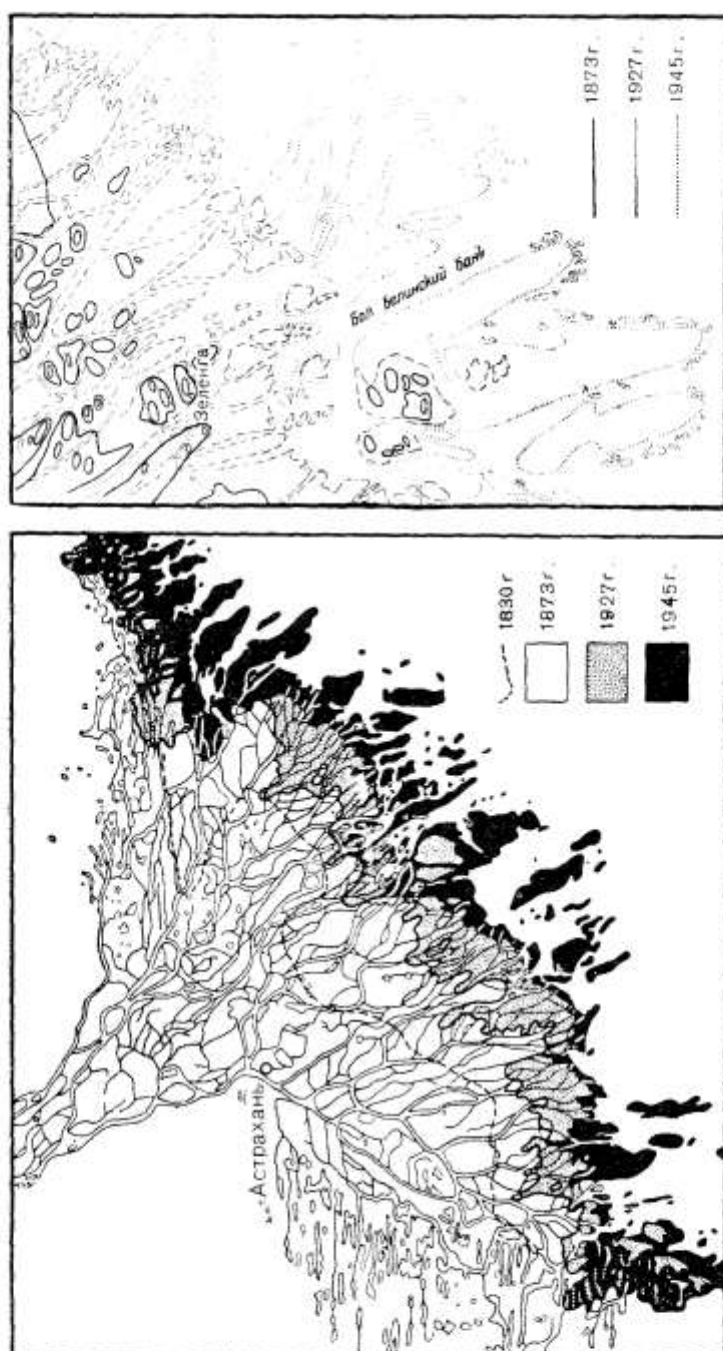


Рис. 104. Динамика морского края дельты Волги.

ния уровня моря, нежели на участки рукавов, расположенных ближе к верховью дельты.

На продольных профилях рукава Бахтемир 1919—1925—1950—1953 гг. можно выделить три зоны различия русловых процессов:

1) На первых 5—7 км от истока Бахтемира происходит общее обме-

ление участка, уменьшаются глубины и на плесах и на перекатах на 1—3 м.

2) На последующем участке протяжением около 50 км происходит выравнивание профиля и перераспределение русловых отложений — идет процесс обмеления плесов (4,0 м) за счет углубления перекатов (2—3 м).

3) В приморской зоне идет общее углубление русла на 2—5 м и больше.

В среднем на всем протяжении профиля от истока до 72 км имеет место углубление русла (по стержню) на 1 м.

Характерное для большинства равнинных рек общее продольное перемещение форм руслового рельефа отсутствует на всем протяжении профиля.

Однако различная детальность промеров глубин за указанные годы не позволила достаточно точно выявить закономерности изменения продольных профилей. Более глубокое рассмотрение динамики продольных профилей и установление ее взаимосвязи с гидрологическим режимом будет возможно лишь после выполнения достаточно подробных новых промеров глубин.

На продольном профиле рукава Камызяк (1914—1937 гг.), на расстоянии первых 62,5 км, до пересечения профилей дна 1914—1937 гг., происходит в основном углубление русла вдоль всего профиля. Однако углубление плесов больше, чем перекатов, местами в несколько раз (на плесах 4—6 м, на перекатах 1—3 м). Вероятно, такой характер размыва связан с различной устойчивостью против размыва пород, слагающих эти формы подводного рельефа. Довольно большая величина углубления Камызяка вызвана увеличением его водного стока.

Выдвижение дельты еще не внесло каких-либо практически значительных изменений в продольные профили верховой части ее рукавов. Можно высказать предположение, что это произошло по причине многократного преобладания (1930—1954 гг.) пассивного выдвижения дельты, вследствие падения уровня Каспия. Его темп опережает естественное («активное») выдвижение за много лет, сопровождающееся перестройкой продольного профиля. Поэтому процесс изменения продольного профиля в верховой части дельты запаздывает. В низовой же ее части (Бахтемир и Камызяк) уже успело сказаться влияние падения базиса эрозии и увеличения уклонов в половодье.

ИЗМЕНЕНИЕ ПОПЕРЕЧНЫХ ПРОФИЛЕЙ РУСЕЛ ДЕЛЬТОВЫХ РУКАВОВ

Общий характер поперечных профилей русел виден из рис. 105. Очень малое количество промеров глубин рукавов не позволяет предложить даже схематическую морфологическую классификацию живых сечений русел. По имеющимся литературным данным [130, 216] можно в первом приближении считать, что преобладает плесовый тип этих сечений, углубленный к размываемому берегу. Меньшее распространение имеет близкий к перекатному тип этих сечений — широких, сравнительно мелководных, с плоским дном и относительно замедленным течением. Очень редки узкие, мелкие, с ровными глубинами и повышенными скоростями течений перекатные формы. Ежегодные промеры глубин на гидростворах крупных рукавов, выполненные Волжской устьевой гидрометеорологической станцией, показали, что изменение этих глубин такого же типа, как и на обычных волжских гидростворах. Несравненно более интенсивные русловые процессы протекают в протоках приморской части дельты, в области кривой устьевого спада уровней, где резко преобладает глубинная эрозия. Кроме того, здесь имеет место меньшая (чем в верховье дельты) уплотненность грунтов (более молодых), что способствует активности боковой эрозии и дроблению русел.

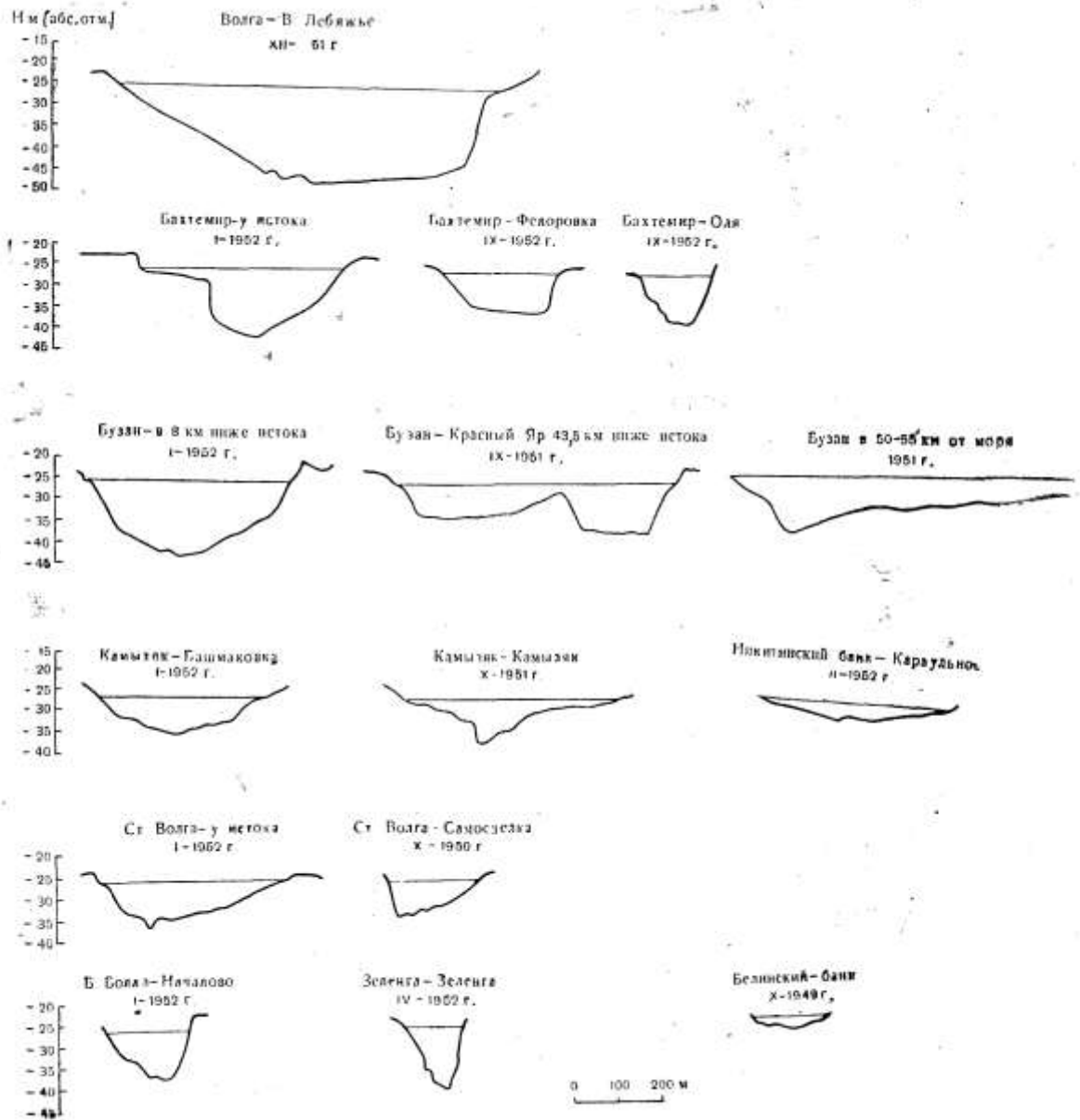


Рис. 105. Поперечные профили рукавов (на гидростворах).

Из графика, показывающего интенсивность наполнения русел в истоках главных рукавов при повышении горизонта воды (рис. 106), можно сделать следующие выводы:

1. За период 1942—1953 гг. Бузан и Рычан не обнаружили направленного изменения площадей живых сечений; живые сечения за это время увеличились у Бахтемира на 2%, у Кизани на 3% и уменьшились у Старой Волги на 10% и у Большой Болды на 5%. Суммарное сечение истоков рукавов за 1942—1953 гг. увеличилось для высоких уровней (—21,0 м) на 1,6% и уменьшилось для низких уровней (—26,0 м) на 1,2%, что близко к предельной точности определения площади этого сечения промерами.

2) Имеется большое различие между истоками рукавов в интенсивности наполнения их русел при повышении горизонта воды. Если оценить эту интенсивность условно отношением $\frac{\Delta\omega}{\Delta h}$, то значения $\frac{\Delta\omega}{\Delta h}$ для главных рукавов таковы: Бузан — 1,76, Бахтемир — 1,08, Старая Волга — 1,00, Кизань — 0,85, Рычан — 0,77, Большая Болда — 0,45. Такое резкое различие в коэффициентах интенсивности наполнения русел влечет за собою значительное перераспределение относительной доли их стока (в процентах от суммарного стока) при различных по сезонам уровнях дельты; однако на это перераспределение влияют и другие гидравлические условия рукавов (продольный профиль дна, гидравлические радиусы).

3) Уровень дельты (у Астрахани) за 1942—1953 гг. был в среднем на 20 см ниже среднего многолетнего. Сопоставляя этот факт с установленным фактом почти неизменного состояния суммарного живого сечения истоков рукавов, можно еще раз убедиться, что нет оснований говорить об общем обмелении рукавов в верховьях дельты. Можно видеть лишь перераспределение стока между рукавами и сопутствующие этому перераспределению небольшие изменения их живых сечений.

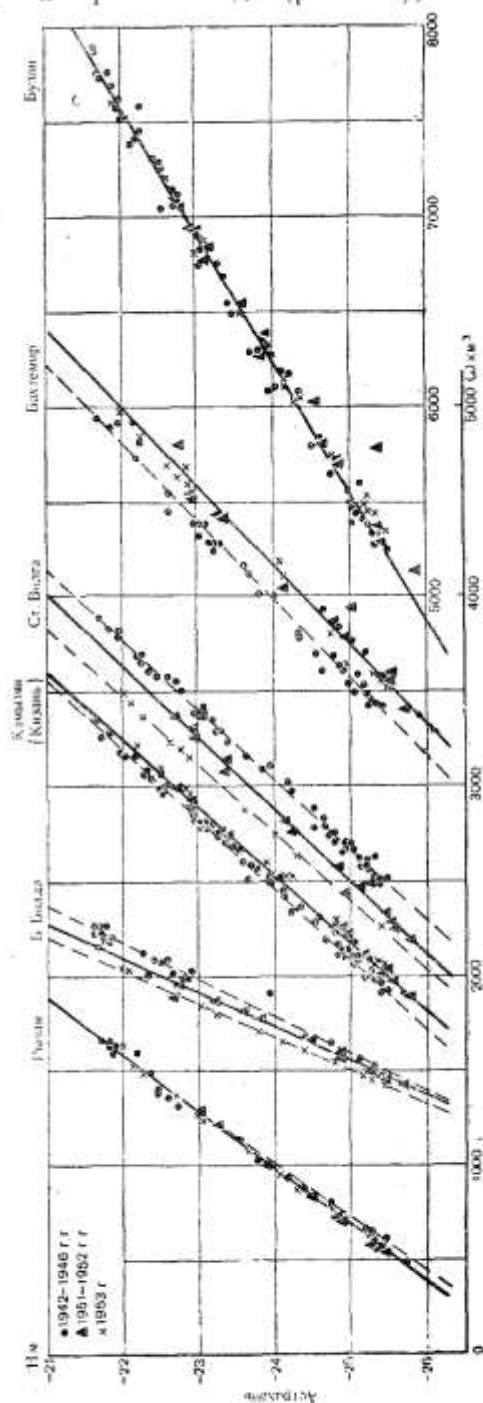


Рис. 106. Связь площадей живого сечения в истоках рукавов дельты Волги с уровнем воды у Астрахани.

ОСОБЫЕ ФОРМЫ ДЕЛЬТОВОГО РУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА И ИХ ДИНАМИКА

Осередки. В дельте есть два вида островов: одни — в районе предустьевом взморья, другой — в дельте. Как происхождение, так и процесс развития этих видов островов различен. Здесь рассматриваются лишь острова, образующиеся в дельте.

Возникновение островов типа русловых осередков в дельте происходит на более или менее прямолинейных участках Волги и рукавов, обычно в местах расширения русла и реже в истоках рукавов и протоков. Необходимым условием для образования этих осередков является некоторое уменьшение скоростей течения на данном участке рукава относительно скоростей течения вышележащей его части. В результате этого на участке с замедленным течением происходит отложение наносов, в первую очередь влекомых по дну реки. Накапливающиеся с течением времени наносы создают местное повышение ложа реки,носящее в начале название подводного руслового осередка, а при выходе на водную поверхность реки — просто осередка.

Обычно осередок бывает сплошь песчаным только в начале своего образования. В дальнейшем по мере его развития здесь же отлагаются взвешенные наносы, представляющие собой мелкие фракции песка и ила. В результате создаются условия, благоприятные для возникновения на нем водной растительности, с развитием которой накопление наносов, как влекомых по дну, так и взвешенных, происходит быстрее. Осередок быстро растет в высоту, выходит на поверхность воды, зарастает ивняком и приобретает вид обычного острова.

Однако, в отличие от обычных островов, русловые осередки обладают способностью перемещения как вдоль ложа реки («плывут вниз по течению», по образному выражению В. М. Лохтина), так и поперек его. Характерным примером такого типа осередков являются острова на Волге у Астрахани и в истоке отделяющегося здесь рукава Болда (рис. 107). Участок Волги у Астрахани, между истоками Болды и Кутума, отличается своей шириной, достигающей 2 км. Ниже истока Кутума берега Волги быстро сближаются, и ширина реки здесь в наиболее узком месте равна 0,6 км. Берега довольно высоки и к тому же приподняты путем искусственного обвалования. Поэтому река не может широко разлиться и при высоких уровнях. Поступая с 2-километровой ширины в участок, сжатый берегами до 0,6 км, водный поток испытывает здесь значительное стеснение, в результате чего создается динамический подпор, распространяющийся на вышележащий участок реки. Результатом подпора должно явиться уменьшение уклонов воды и связанное с этим затухание скорости течения, а следовательно, и аккумуляция здесь наносов.

Рукаву Болда, а также протокам Царев и Кутум, отделяющимся от Волги у Астрахани, свойственны меньшие, чем у Волги, скорости течения, поэтому в их истоках происходит замедление волжских струй и отложение наносов. В истоке Болды из этих наносов образовался осередок, а в истоках Царева и Кутума наносы отлагаются у одного из берегов.

Возраст осередка на реке Волге у Астрахани не установлен. Впервые этот осередок показан на картах конца XVIII века. В 1867 г. он был значительно размыт.

Судя по схеме гидрометрических работ 1904 г., на месте осередка функционировал гидроствор. Впервые этот осередок появляется на плане Волги у Астрахани, составленном в 1914 г. Осередок показан уже в состоянии полного своего развития. Следующая по времени съемка этого участка Волги произведена в 1937 г. (аэрофотосъемка). Как видно из рис. 107, за прошедшие между двумя съемками 23 года произошли весьма существенные изменения в очертании и положении осередка, который

переместился вниз по течению реки. При этом приверх осередка переместился на 380 м, а нижняя его оконечность сдвинулась на значительно большее расстояние, около 1075 м, т. е. приверх осередка за эти годы размыло, а у нижней его оконечности отложились новые наносы. В результате неравномерного размыва и отложения наносов общая длина осередка достигла в 1937 г. 2,5 км. При этом длина осередка за 23 года увеличилась на 750 м, что составляет в среднем по 32,6 м годового прироста. Скорость перемещения его верхней оконечности равна 16,5 м, нижней — 46,7 м в год. В ширину осередок за этот период заметно не изменился, но с левой стороны его приверха, по съемке 1937 г., отмечено образование нового осередка.

Осередок в истоке Болды также изменил свои очертания за время, прошедшее между съемками. Приверх этого осередка сдвинулся вниз по течению рукава приблизительно на 380 м, таким образом, скорость перемещения приверха равна 16,5 м в год. Продвижения осередка вниз по течению в дальнейшем не может быть, так как своей нижней оконечностью он вплотную подошел к коренному Болдинскому острову.

О режиме отложения наносов в истоках Кутума и Царева ничего сказать нельзя, так как здесь проводились гидротехнические мероприятия.

Процесс дальнейшего развития осередков на Волге у Астрахани и в истоке Болды можно проследить по чертежам (рис. 107), на которых показаны планы этого участка по съемкам 1914, 1937, 1940, 1946, 1948 и 1950 гг. Период с 1937 по 1940 г. можно охарактеризовать как период стабильного состояния осередков. В это время сток Волги был мал. В последующий период (1940—1946 гг.) при увели-

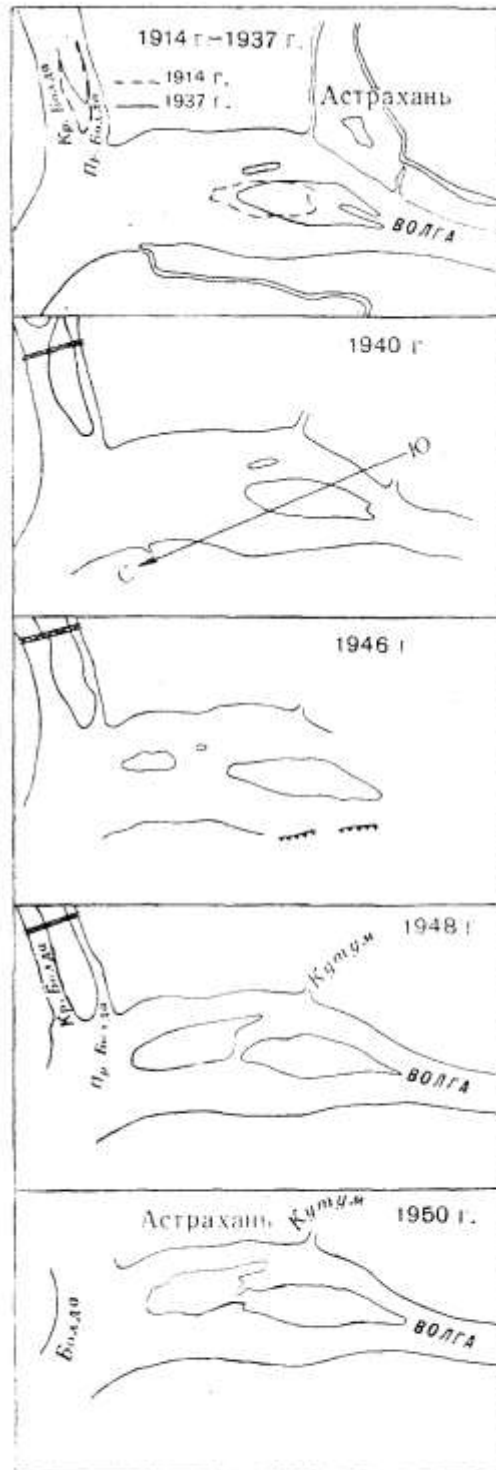


Рис. 107. Изменения руслового осередка у Астрахани.

чении стока Волги произошли существенные изменения: основной осередок на Волге вырос вверх примерно на 300 м; осередок, образовавшийся с левой стороны приверха основного осередка, не просматривается на поверхности воды, но взамен его образовалось два новых осередка — между приверхом основного осередка и стрелкой Волги и Болды.

Осередок в истоке Болды вырос за это время вверх против течения метров на 300, а в нижней части соединился с коренным Болдинским островом.

В последующие два года (1946—1948) положение основного осередка было стабильным, но на участке реки выше него аккумуляция наносов проходила весьма интенсивно; ранее образовавшиеся два небольших осередка соединились в один общий, и последний столь быстро вырос, что по размерам уже мало отличается от основного. В 1950 г. оба осередка соединились и наметилась тенденция перемещения верховой части осередка к левому берегу Волги.

Обычно осередок этого вида играет роль клина в ложе реки. Перемещаясь вниз по течению реки, осередок вклинивается в суженную часть русла, отжимает стрежень потока ближе к берегу, в результате чего происходит глубинная эрозия ложа реки у берега. Откосы последнего увеличиваются и достигают критических значений для слагающих его грунтов, после чего происходит обвал берега, при котором русло расширяется, осередок продвигается вниз и описанный процесс повторяется вновь. Продолжается это до тех пор, пока осередок не дойдет до участка, где ложе реки сложено из грунтов, трудно поддающихся размыву. Здесь наступает как бы состояние равновесия; ухвостье осередка в зависимости от скоростного режима потока временами несколько продвигается в суженную часть русла, но затем смывается, перемещения же осередка вниз по реке не происходит.

После прекращения продвижения осередка у Астрахани вниз по реке началось его перемещение поперек ложа реки — к левому берегу Волги. Правый берег осередка подмывается, у левого отлагаются наносы. С развитием верховой части рассматриваемого осередка (в результате присоединения к нему вновь образовавшегося осередка) процесс его приближения к левому берегу реки ускорился. С дальнейшим развитием этого процесса, повидимому, должно произойти присоединение осередка к левому берегу реки, причем в первую очередь присоединится приверх осередка, а ниже, между осередком и берегом реки, образуется затон.

На левом берегу Волги в районе Астрахани, имеется целая серия затонов: затон им. Сталина, Приволжский затон, затон выше истока Болды. Рассмотренный выше процесс развития осередка позволяет предполагать, что образование затонов генетически связано с осередками. Повидимому, на этом участке Волги уже прошла серия осередков, развитие которых закончилось присоединением их к левому берегу реки с образованием затонов.

Образование осередков наблюдается на ряде участков дельтовых рукавов, что иногда затрудняет судоходство. Продвижение осередков вниз по реке, сопровождающееся разрушением берегов, занятых поселениями или производственными предприятиями, вызывает большие материальные затраты на берегоукрепительные работы.

Зимовальные ямы. Одним из наиболее характерных русловых процессов дельты Волги является образование на протоках, в приморской части дельты, так называемых зимовальных ям. Зимовальные ямы получили свое название вследствие значительного скопления в них на зимний период некоторых видов промысловых рыб. В прошлом в этих ямах скапливалась на зиму в большом количестве красная рыба, в последнее время видовой состав зимующей рыбы коренным образом изменился, и теперь

там преобладают лещ, сазан, сом, вобла и другие. Зимовальные ямы имеют большое значение для рыбного хозяйства, поэтому они находятся под государственным надзором. В последнее время выявилось обеднение видового и количественного состава рыбы, зимующей в некоторых ямах, ранее считавшихся более богатыми. Это обстоятельство послужило основанием для более детального изучения гидрологического режима ям.

Впервые изучением гидрологического режима зимовальных ям занялся в 1934—1936 гг. сектор геологии моря ВНИРО совместно с Астраханской рыбохозяйственной станцией в районах Аршиновского и Зеленгинского ямных массивов. С 40-х годов и до настоящего времени вопросу происхождения и режима зимовальных ям большое внимание уделяется Астраханским государственным заповедником. Однако до сих пор вопрос о генезисе их остается открытым. Высказывались различные мнения по этому вопросу, но достаточно удовлетворительных гипотез еще нет.

Раньше всего высказывалось мнение о том, что происхождение зимовальных ям связано с происходившими в свое время тектоническими процессами.

А. В. Соколов, применяя законы Фарга, высказывал мнение об аналогии ям с плесами равнинных рек. Однако общего между образованием плесов равнинных рек и ям в дельте очень мало. Если первые образуются вследствие изгибания в плане динамической оси потока, то при образовании зимовальных ям в большинстве случаев наблюдается не плавное изгибание в плане, а скорее некоторый вертикальный перелом и резкая деформация этой оси на коротком участке. Поэтому образование зимовальных ям не подчиняется законам образования углублений у вогнутых берегов излучин, а происходит в самых различных местах русла, вплоть до углублений у выпуклых берегов излучин.

Наконец, высказывалось мнение о том, что первопричиной образования зимовальных ям в дельте Волги служит наличие линзовидного залегания различных по степени сопротивляемости размыву пород. Причем образование ям по этой причине в большей мере может проявиться в приморской части дельты. Здесь наблюдается обычно резкое увеличение уклонов водной поверхности в половодье и, соответственно с этим, существенное возрастание скоростей течения речного потока при его сопряжении с уровенной поверхностью морского водоема, в который втекает поток. Это особенно резко выражено в периоды сильных весенних половодий. При наличии больших скоростей течения в местах залегания пород, обладающих более слабой сопротивляемостью размыву, чем соседние, первоначально образуется небольшое углубление, обуславливающее некоторый перепад поверхности водного потока. Этот перепад в дальнейшем способствует усилению эрозионной способности потока на ограниченном участке и углублению ямы на всю толщу залегания породы, слабее сопротивляющейся размыву. Этот взгляд на происхождение зимовальных ям, повидимому, наиболее обоснован. Однако вполне убедительного решения вопроса еще не имеется.

Зимовальные ямы имеют довольно широкое распространение главным образом в низовьях дельты. Причем характерно их развитие на второстепенных протоках, обычно имеющих небольшие глубины. Наблюдается группирование ям в отдельные ямные массивы, к числу которых следует отнести в юго-восточной части дельты Аршиновский, Зеленгинский, Обжоровский; в западной части — Дамчикский. Общее количество ям в дельте составляет несколько десятков.

Прежде всего следует отметить, что ямы имеют весьма устойчивый характер. Однажды образовавшись, яма продолжает существовать в течение длительного времени. В литературе почти не встречается упомина-

ний о занесенных ямах. Процесс образования и развития их происходит и в настоящее время, причем по мере отступления моря и выдвигения морского края дельты отмечается процесс образования зимовальных ям в районах, которые в недалеком прошлом были мелководным предустьевым взморьем.

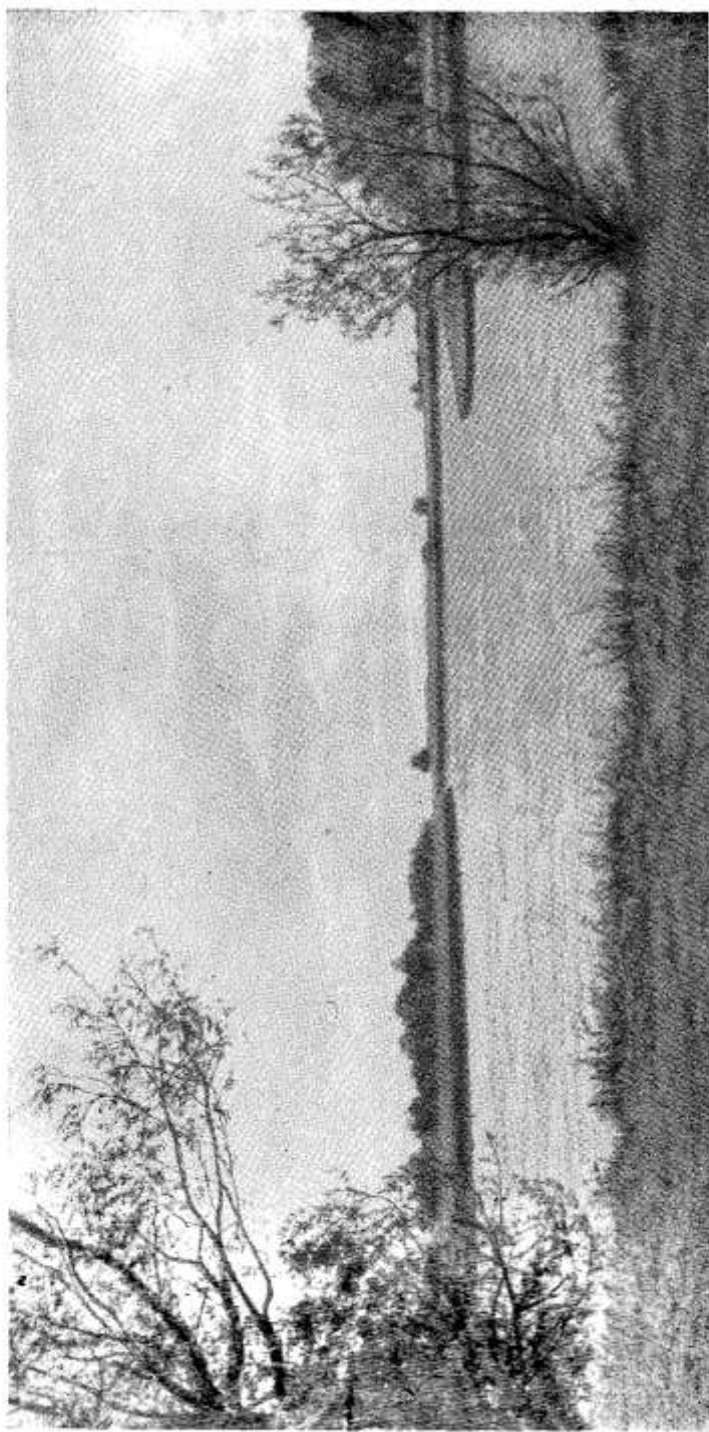
При классификации ям прежде всего следует учитывать их возраст: старые ямы имеют установившийся режим, молодые еще неустановившийся, с отчетливо выраженными процессами эрозии.

О характере гидродинамического режима и происходящих соответственно с ним русловых процессах в зимовальных ямах можно иметь некоторое представление по материалам, полученным за последнее время Астраханским государственным заповедником (Е. Ф. Белевич и А. В. Москаленко).

Для примера рассмотрим режим отдельных ям Дамчикского ямного массива: Крестовой, Большой Дубной и Тухлой. В возрастном отношении первая из них является более старой, а наиболее молодая — Тухлая — начала образовываться лишь в последнее десятилетие. На всех трех ямах наблюдается резко отличный характер движения водного потока по сравнению с вышележащими и с нижележащими участками протоков, на которых расположены ямы. Наличие резкого излома продольного профиля дна потока вызывает и отчетливо выраженную деформацию скоростного поля потока. Цельность динамической структуры потока нарушается: он разбивается на многочисленные струи, сложно переплетающиеся в своих направлениях. Образуются многочисленные восходящие и нисходящие винтообразные струи, способствующие увеличению вертикальных составляющих векторов скоростей. Вследствие этого взвешивающая способность потока возрастает и частички грунта, свободно лежащие на дне ямы, переходя во взвешенное состояние, выносятся вниз по течению. Помимо возникновения и усиления дополнительных вертикальных составляющих скоростей, образуются течения, обычно обнаруживающиеся вдоль берегов, направленные противоположно основному потоку. Охваченная ими прибрежная зона расширяется и удлиняется в половодье. Одновременно имеет место существенное отклонение направления придонных струй от направления линии стрежня.

Крестовая яма расположена на коленчатом изгибе Правой Быстрой, в 230 м ниже ее истока. Собственно сам изгиб русла, очевидно, обусловлен наличием крупной вытянутой ямы. Верховой склон ее крут, низовой сильно выположен. Наибольшие глубины расположены ближе к правому берегу в вершине ямы. Длина ямы по оси ее стрежня 230 м, наибольшая ширина 40 м (с глубинами 5 м). В возрастном отношении яма старая, с установившейся сезонной циклическостью динамики ложа. В период весеннего половодья при скоростях течения около 1 м/сек. и больше наблюдается интенсивный смыв донных отложений, накопившихся за период межени. К моменту прохождения наибольших скоростей потока верхний слой донных грунтов полностью смывается до обнажения коренных пород. Размыва коренных пород обычно не наблюдается, о чем свидетельствует устойчивость отметок дна в течение длительного периода (1936—1951 гг.). Однако в некоторые периоды при благоприятных условиях глубинная эрозия возобновляется, как например в 1951 г., когда было отмечено увеличение глубин в наиболее глубокой части ямы на 2 м за время с апреля по ноябрь. Сезонные колебания отметок дна могут достигать примерно 0,5 м за счет аккумуляции и последующего смыва части отложенных влекомых и взвешенных наносов. Коренными породами, выстилающими дно ямы, являются желтоватые и светлосерые тяжелые суглинки.

Большая Дубная яма расположена на прямолинейном участке ерика



Проток Быстрая в среднем течении (между Буаном и Рычаном).
Фото М. М. Рогова.

Дубная, в 200 м выше ее разделения на протоки. Длина ямы 90 м, ширина 58 м, наибольшая глубина (осенью 1951 г.) 11,7 м. В данном случае линза более податливых грунтов, вероятно, простирается поперек направления потока, что и обуславливает развитие двусторонней боковой эрозии. Развитие ямы еще далеко не достигло стадии стабильности формы ложа. Продолжают интенсивно развиваться процессы глубинной и боковой эрозии. Вместе с тем наблюдаются и весьма существенные процессы аккумуляции, но, в конечном итоге, они уступают эрозионным и ложе ямы заметно расширяется не только в плане, но и в глубину. Перед входом в яму дно Дубной сложено плотными суглинками ильменного происхождения. Яма образовалась в линзе легче поддающихся размыву легких суглинков.

Тухлая яма расположена в русле Средней Быстрой у выпуклого берега, на небольшом изгибе против истока ерика Тухлого. В возрастном отношении она наиболее молодая из указанных, образование ее относится к началу сороковых годов XX века. Как верхний, так и нижний склоны ямы круты. Длина ямы в пределах глубин более 4 м (осенью 1951 г.) была равна 90 м, наибольшая ширина — 42 м, наибольшая глубина к тому же времени — 10,0 м. В яме продолжают интенсивно развиваться эрозионные процессы, значительно перекрывающие аккумулятивные, обычно наблюдающиеся в межень период. Наиболее интенсивно глубинная и боковая эрозии развивались в половодье 1951 г., когда более всего размывался левый склон в верхней части ямы. Как видно из профиля (рис. 108), Тухлая яма имеет весьма ограниченную по размерам глубоководную воронку. Поток воды, ударяясь о нижний крутой подводный склон, образует очень сильные восходящие струи, вырывающиеся на поверхность с большим всплеском. Перед входом в яму дно потока сложено плотными красными глинами, очень слабо поддающимися эрозии; глинистый выступ является как бы трамплином, с которого водный поток совершает «прыжок» в яму.

Для всех трех ям характерна периодическая сменяемость донных грунтов.

В период межени на дне ям аккумулируются наносы, проходящие по руслу протока. В механическом составе поверхностного слоя донных грунтов в межень преобладают более крупные частички, но грунт имеет весьма рыхлое сложение. Последнее можно объяснить тем, что в яму сваливаются преимущественно влекомые по дну протока наносы. Наблюдающиеся в ямах придонные скорости течения недостаточны для выброса свалившихся влекомых песчаных наносов. Что касается мелких взвешенных фракций, то скорости вертикальных составляющих здесь еще настолько велики, что находящиеся во взвешенном состоянии частички проносятся вниз по течению. Очевидно, взвешивается и часть влекомых наносов.

В период весеннего половодья, когда со дна ямы взмучиваются и уносятся отложившиеся за межень наносы, в составе донных грунтов преобладают местные коренные породы, характерной особенностью которых является наличие большого количества глинистых частиц. Но эти частички находятся в более сцементированном виде и в большинстве случаев образуют окатанные глинистые комочки. Последнее обстоятельство указывает на наличие большой эродированной силы потока при структурной деформации, которую он испытывает, попадая в яму.

Наибольшие глубины ям обычно колеблются от 10 до 15 м, что, очевидно, должно характеризовать толщину размываемых линз грунтов. Обычно дно постепенно размывается до более устойчивых пород, после чего начинается эродирование и выколачивание низового и верхового, подводных склонов ям, причем большей эрозии, выколачиванию и удли-

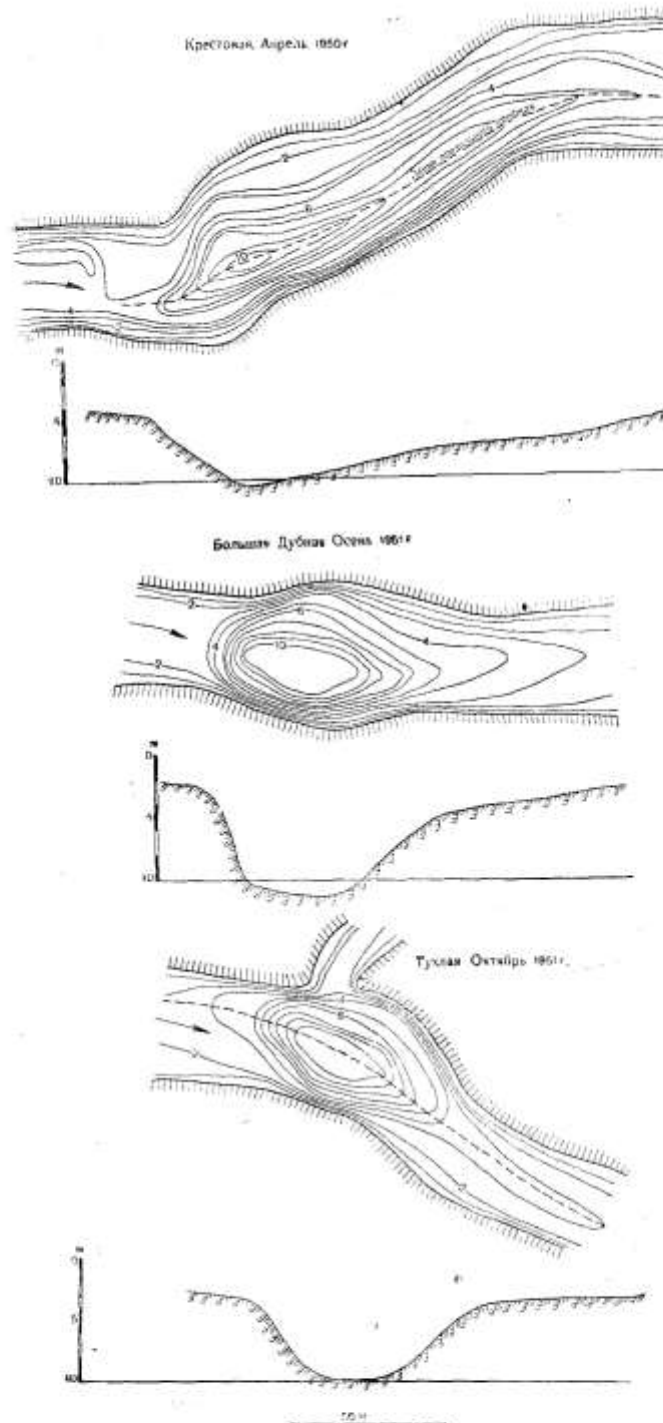


Рис. 103. Зимовальные ямы в дельте Волги.

нению подвергается низовой склон. В ямах более раннего происхождения процессы глубинной эрозии обычно затухают, преобладает эрозия низового склона, в результате чего происходит удлинение и выполаживание ям, которые в этом случае приобретают форму обычного вытянутого плеса.