В.Н.МИХАЙЛОВ

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЯХ РЕК



ГЕОС

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им М.В.ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

РФФИ

В.Н.МИХАЙЛОВ

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЯХ РЕК

Дорогому
Андрею Александровичу Рыбкину
от автора
В.Михайлов
24.IX 97

ГЕОС

УДК 551.482.6

В.Н.Михайлов. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997, 176 с.

В монографии рассмотрены основные особенности устьев рек как специфических географических объектов, их типизация, районирование, основные виды устьевых гидрологических процессов. Наибольшее внимание уделено закономерностям динамики вод на устьевом участке реки (в дельте) и на устьевом взморье, процессам смешения речных и морских вод, процессам дельтообразования, русловым процессам в дельтах рек. Рассмотрены также закономерности движения наносов в устьях рек, некоторые особенности гидрохимического режима и экологических условий этих объектов. Важное место отдано описанию влияния хозяйственной деятельности в бассейнах рек и в дельтах на гидрологический режим устьев рек. Книга может быть полезна географам, гидрологам, океанологам, экологам и специалистам в области использования и охраны природных ресурсов.

27 рис., 22 табл. Библ. 310, 176 с.

Публикация книги и подготовка рукописи к печати выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 96-05-78150

Рецензент: В.Ф.Полонский,
канд. географ. наук, зав. лабораторией морских устьев рек
Государственного океанографического института

V.N.Mikhailov. Hydrological processes at river mouths. M.: GEOS, 1997, 176 p.

The monograph "Hydrological processes at river mouths" by V.N.Mikhailov concerns the principal peculiarities of river mouths as specific geographical objects: their typification and division into regions, main types of mouth hydrological processes. The greatest attention focusses on regularities of water dynamics in the mouth part of the river (or delta) and at the nearshore zone, processes of river and sea waters mixing at river mouths, deltaformation processes and channel processes in deltas. The regularities of sediment transport at river mouths, some peculiarities of hydrochemical regime and ecological conditions in these objects are also considered. An important place is given to description of the influence of human activities in river basins and deltas on the hydrological regime of river mouths. The book can be useful for geographers, hydrologists, oceanologists, ecologists and specialists in the field of use and protection of natural resources.

22 Tabl. Il. 27. Bibl. 310 titles. 176 p.

ББК 26.222.5
М69

ISBN 5-89118-013-8

© В.Н.Михайлов

© GEOS

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время во всем мире повысился интерес к изучению специфических природных объектов, занимающих особое место на земной поверхности, – устьевых областей рек.

Это объясняется двумя основными причинами. Во-первых, расширяется хозяйственное использование богатых земельных, водных и биологических ресурсов устьев рек различными тяготеющими к ним отраслями народного хозяйства. Это прежде всего сельское хозяйство (зерновое земледелие и производство овощных и технических культур на плодородных илистых дельтовых землях, особенно в условиях теплого климата); речной и морской водный транспорт, использующий благоприятное положение устьев рек на пересечении водных путей из морей в глубь континентов и наоборот – из рек в моря, и портостроение; рыбное хозяйство (устья рек – места нереста, нагула и миграции многих ценных пород рыб). Кроме того устья рек используют гидроэнергетика (сооружение приливных электростанций), коммунальное хозяйство (водоснабжение расположенных в устьях рек крупных портовых и промышленных центров и населенных пунктов), целлюлозная промышленность (добыча и переработка тростника), рекреация, туризм, охота и т.д.

Во-вторых, в последнее время очень остро встала проблема охраны природного комплекса устьевых областей рек от истощения и загрязнения. Была подтверждена большая роль устьев рек как исключительно биологически продуктивных районов в поддержании экологического равновесия на обширных сопредельных территориях суши и акваториях морей. Остроту в проблему охраны устьев рек добавила выявившаяся совсем недавно большая уязвимость этих природных объектов по отношению к естественным и, особенно, антропогенным изменениям режима стока рек и уровня морей, а также качества вод. При этом обнаружено, что в устьевых областях происходят изменения режима и других природных условий более сильные и негативные, чем в реках и морях. Во многих случаях устья рек превратились в объекты, лимитирующие водохозяйственные мероприятия в речных бассейнах.

Особенности природного комплекса устьев рек как объектов, пограничных между реками и морями, их большая уязвимость, необходимость рационального и комплексного использования и охраны с неизбежностью требуют, чтобы не только при освоении этих объектов, но и при любых круп-

ных водохозяйственных мероприятиях в речных бассейнах обязательно учитывались возможные экологические последствия для устьев рек. Поэтому и возросли важность и значение исследований устьев рек и прежде всего происходящих здесь гидрологических процессов, являющихся определяющими в формировании природного комплекса этих объектов.

В бывшем Советском Союзе исследования устьев рек вели в основном Государственный океанографический институт (ГОИН) и находящиеся под его научно-методическим руководством устьевые гидрометеорологические станции и обсерватории (устья рек, впадающие в моря Белое, Баренцево, Балтийское, Черное, Азовское, Каспийское, Аральское); Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ) (устья сибирских рек); Дальневосточный гидрометеорологический институт (ДВНИГМИ) (устья рек Дальнего Востока); а также географический факультет Московского государственного университета (устья рек севера Сибири, Волги, Дуная, Терека, Сулака); Институт водных проблем АН СССР (ныне РАН) (устья Волги, Терека, Урала, Сев.Двины), Бакинское отделение Закавказского гидрометеорологического института (БОЗакНИГМИ) (устья рек Куры, Самура, Терека, Сулака); Казахский гидрометеорологический институт (КазНИГМИ) (устья рек Урала и Или) и др. За рубежом исследования устьев рек в основном осуществляют университеты США, воднотранспортные и рыбохозяйственные организации. Государственная система наблюдений в устьях рек существует лишь в нашей стране [16, 122, 162].

Устьям рек посвящена во всем мире обширнейшая научная литература. Вышедшие в последние десятилетия публикации по устьям рек можно сгруппировать следующим образом:

1. Региональные работы

а) Монографии по отдельным объектам. В России и других республиках бывшего СССР изданы и получили широкую известность справочно-режимные монографии по устьям Волги [13, 17, 29, 176], Терека и Сулака [18, 20, 46], Куры [43], Невы [44], Зап. Двины [157], Амударьи [153, 158], Дона [159], Кубани [23, 54, 174], Днепра и Юж. Буга [56, 62, 93], Сев. Двины [45], Оби [10], Лены [9], Дуная [42]. К этой же группе публикаций можно отнести монографии, посвященные устьям рек Азовского моря [173], Северного Причерноморья [101, 160, 186], западного побережья Каспия [2], специальный сборник по Северному Каспию [84]. За рубежом вышли монографии, посвященные дельтам Дуная [279] и Маккензи [264], эстуарию Лонг-Айленд [236].

б) Научные статьи регионального характера. Чрезвычайно многочисленные и разнообразные публикации, посвященные отдельным устьям, содержатся прежде всего в Трудах ГОИНа и ААНИИ. Специально устьям рек посвящены, например, следующие выпуски Трудов ГОИНа: 28 (40) (1955 г.), 45 (1959), 49 (1960), 66 (1962), 78 (1964), 89 (1967), 98 (1969), 101 (1970), 116 (1973), 129 (1976), 142 (1978), 143 (1979), 159 (1980), 161 (1982), 172 (1984),

179 (1988), 198 (1991). Из трудов ААНИИ специально устья рек рассматриваются в следующих томах: 208, вып. 2 (1957); 209, вып.3 (1958); 213, вып. 4 (1961); 234 (1963); 268 (1965); 278 (1967); 281 (1967); 283 (1968); 290 (1970); 297 (1972); 308 (1974); 314, 323 (1976); 358 (1980); 378 (1983), 394 (1984). К этой же группе публикаций можно отнести главы, посвященные отдельным устьям рек в монографиях [63, 135, 151, 167, 272], многочисленные статьи по устьям рек в отечественных журналах "Водные ресурсы", "Вестник Московского университета" (серия география), в зарубежных журналах Estuaries; Estuarine, Coastal and Shelf Science; Journal of Coastal Research, а также труды нескольких международных конференций по дельтам [250, 291] и экстуариям [232, 234, 235, 237].

2. Теоретические обобщения. После известной монографии И.В.Самойлова [167], заложившей основы учения об устьях рек, вопросам теории устьевых процессов были посвящены вышедшие в СССР монографии А.Н.Бутакова [27], Т.Г.Войнич-Сяноженского [37], В.Н.Коротаева [91], В.Н.Михайлова [118], В.Н.Михайлова и др. [135, 136], В.Ф.Полонского и др. [151], Г.А.Сафьянова [170], А.И.Симонова [175], М.Г.Хубларяна и А.П.Фролова [193], а также крупные научные статьи [14, 15, 70, 104, 121, 123, 172, 179]. Из зарубежных публикаций и их переводов получили известность монографии Й.Дронкерса [58], Д.М.Мак-Доуэла и Б.А.О'Коннора [111], Ч.Б. Оффисера [272], К.Р.Дайера [224], а также [41, 55, 214, 219, 233, 261]. Необходимо отметить также крупные обобщающие статьи [83, 212, 244, 246, 257, 273, 282, 301, 307, 308, 309].

Теоретическое значение имеют также публикации в трудах IV и V Всесоюзных гидрологических съездов [187, 188], в упомянутых выше Трудах ГОИНа и ААНИИ, отечественных и иностранных журналах.

3. Руководства и нормативные документы. К этой группе публикаций относятся подготовленные ГОИНом три руководства по исследованию устьев рек [161, 162, 163] и два ГОСТа, содержащие относящиеся к устьям рек определения [143, 144].

4. Проблемные статьи, посвященные прикладным вопросам изучения устьев рек [16, 122, 124].

5. Обзорные работы. Обзоры результатов исследований содержат монография И.В.Самойлова [167], книга Б.С.Залогина и Н.А.Родионова [63], некоторые статьи [122, 124, 202, 248, 251, 274]. Гидрологическим процессам в устьях рек посвящен специальный раздел в выпуске реферативного журнала ВИНИТИ "География". В ВИНИТИ издано два обзора по устьям рек в серии "Итоги науки и техники" [116, 198]. ГОИНом и ААНИИ подготовлены библиографии по устьям рек на русском языке [22, 36].

При выборе направленности обзора упомянутой выше современной литературы по устьям рек, что и является одной из задач настоящей книги, автор сразу же отказался от регионального подхода. Большинство региональных работ по устьям рек в обзоре поэтому не реферируется; будут же упомянуты

наиболее важные и крупные из них, содержащие общие положения и теоретические обобщения.

Основная задача книги – осветить наиболее общие вопросы теории гидрологических процессов в устьях рек. При таком подходе автор, сам много лет занимающийся изучением устьев рек, при детальном сопоставлении различных отечественных и зарубежных источников, столкнулся с многочисленными противоречиями и с неразработанностью некоторых даже основополагающих вопросов терминологии, классификации, районирования устьевых областей рек, без которых невозможно не только систематическое рассмотрение более частных проявлений гидрологических процессов в устьях рек, но и дальнейшее развитие самой рассматриваемой отрасли науки – еще молодой гидрологии устьев рек. Упомяну сейчас лишь некоторые наиболее заметные противоречия, свидетельствующие о недостаточной разработанности даже фундаментальных основ данной науки.

Несмотря на древность происхождения понятий "дельта" и "эстуарий" и их фундаментальное значение в учении об устьях рек, выявилось, что ни в отечественной, ни в зарубежной литературе устоявшихся и общепринятых толкований этих понятий пока не существует. Имеется множество определений понятий "дельта" и "эстуарий", противоречащих друг другу. Так, "дельту" понимают либо как форму поверхности [100, 205], либо как толщу отложений [55]; понятие "эстуарий" имеет в литературе несколько взаимоисключающих толкований. Например, эстуарий в некоторых публикациях признается частью реки или типом ее устьевого участка [104, 119, 162], в других – типом устьевого взморья [136, 161], в третьих – водоемом [283]. Взаимоисключают друг друга представления об эстуарии как виде дельты [39] и о дельте как виде эстуария [257]. Остается не ясным, являются ли дельты и эстуарии типом устья [28, 196, 205] или лишь частью устья реки [136], что, естественно, не одно и то же.

Причина таких противоречий кроется прежде всего в невозможности определения таких природных объектов, как дельта или эстуарий, с позиций лишь одной какой-либо дисциплины – гидрологии, геоморфологии, геологии.

Однако много противоречий имеется и в трактовке более узких, сугубо гидрологических понятий.

Участок реки, куда распространяются приливные колебания уровня, называют и приустьевым [161, 162, 167], и устьевым [70, 104, 136], и приливным [104, 303]. В некоторых же работах приливным участком считают совсем иное – участок реки, куда распространяются обратные приливные течения [109, 172]. Большая путаница имеется в критериях определения длины приливного или осолоненного участка реки; в одних работах признается, что длина этих участков переменна и зависит от расхода воды реки [70, 303], в других она определяется по предельному распространению приливов и осолоненных вод в реку [104, 136, 167]. Длину основной части устьевой области – устьевого участка реки определяют как по дальности распростра-

нения приливов [104, 136], так и по дальности распространения в реку осолоненных вод [161, 162]. Различия в определении длины устьевого участка реки оказываются в обоих случаях весьма существенными. Для устьев рек Онеги, Мезени, Кулоя первый принцип выделения границ устьевого участка реки дает соответственно 27, 90 и 100 км, второй – лишь 10, 28 и 25 км [104].

Даже в официальных изданиях устье реки, состоящее из одного русла, названо по-разному: однорукавное [161, 162], безрукавное [143, 144].

Большие сложности возникают также из-за того, что ряд положений и понятий, особенно касающихся еще недостаточно изученных в нашей стране эстуариев, пришел в отечественную литературу из англоязычных источников и при переводах возникло много разночтений. Так, один из типов смешения речных и морских вод в эстуариях – salt wedge – назван в отечественной литературе по-разному: клин соленой воды [41, 163, 193], клин соленых вод [118, 170], соленый клин [118, 193], клин солености [41], соленостный клин [67], галоклин [57, 164]. И все эти определения, как ни странно, не могут быть признаны правильными (см. раздел 1.2).

Итак, задачу настоящей книги автор видит в следующем: сделать анализ наиболее важных работ в области гидрологии устьев рек и систематизировать данные о гидрологических процессах в устьях рек. При этом будет предпринята попытка разобраться в противоречивых и еще недостаточно разработанных теоретических положениях и неотработанных определениях, критически проанализировать имеющиеся данные и после их синтеза сформулировать наиболее оптимальные предложения. Наибольшее внимание будет уделено общим вопросам терминологии, классификации объектов и процессов, районированию объектов. По возможности акцент будет сделан на анализе "классических" иностранных публикаций, наиболее часто цитируемых в зарубежной литературе, но, к сожалению, недостаточно знакомых отечественному читателю.

Автор выражает глубокую признательность Российскому фонду фундаментальных исследований за финансовую поддержку при издании книги.

ГЛАВА I
УСТЬЕВЫЕ ОБЛАСТИ РЕК КАК СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

1.1. Устье реки, устьевая область реки, устьевые процессы

Понятие "устье" означает в русском языке, по В.А.Далю [53], край отверстия, трубки; раструб, жерло, и происходит от слова "уста" (рот человека). Аналогичный смысл имеет понятие "устье" и в других языках (в английском mouth – одновременно и рот, уста, и устье; в немецком Münd – рот, уста, Mündung – устье; во французском bouche – рот, уста, embouchure – устье).

Понятие "устье реки" как место впадения реки в океан, море, озеро, водохранилище, другую более крупную реку, давно нашло применение в географии и широко используется как в отечественной, так и в зарубежной научной, учебной и справочной литературе [11, 28, 100, 197, 205, 271]. Устьем реки нередко считают и то место, до которого доходит водоток, если река иссякает в низовьях [25, 143].

Вместе с тем термин "устье реки" обладает большой неопределенностью, так как без дополнительных уточнений не ясно, относится ли он к некоторому пространственному объекту, или только к точке (створу) и, если речь идет об объекте, то каковы его границы. Поэтому термин "устье реки" применяют и в более широком, и в более узком смысле. Например, говоря "устье Волги", обычно подразумевают и всю дельту этой реки, и по крайней мере часть мелководий Северного Каспия. Говоря же "Волгоград находится на расстоянии 600 км от устья Волги", обычно под устьем понимают лишь место выхода в море наиболее крупного рукава, то есть его устьевой створ. В зарубежной литературе в последнее время в более широком смысле понятие "устье" употребляется крайне редко; вместо термина "устье", относящегося к некоторому пространственному объекту, в зависимости от конкретных условий чаще используют термины "дельта" или "эстуарий". Более того, в последнее время появилась тенденция применять термин "эстуарий" вообще к любым устьям рек как географическим объектам.

Вместо неопределенного понятия "устье реки" И.В.Самойловым в 1952 г. [167] применительно к впадению крупной реки в море или большое озеро было введено понятие "устьевая область реки". При этом впервые это поня-

тие было отнесено ко вполне определенному географическому объекту ("сложному географическому комплексу") с определенными границами как с речной, так и с морской стороны. К сожалению, определения понятия "устьевая область реки" И.В.Самойлов не дал, хотя и подчеркнул очень важное обстоятельство: географический облик устьевой области формируется особыми устьевыми процессами.

Введенное в науку И.В.Самойловым понятие "устьевая область реки" оказалось весьма удачным и прочно вошло в отечественную литературу по устьям рек. К сожалению, аналога термина "устьевой области реки" в зарубежной литературе нет, и понятие "river mouth area" вводится в зарубежную литературу лишь советскими авторами [213, 215].

Понятие "устье реки" широко используется в отечественной литературе как синоним, сокращенный вариант понятия "устьевая область реки". За рубежом термин "устье реки" чаще используется лишь в узком смысле, как место выхода в море отдельного рукава, а "устье" – как место выхода из эстуария, пролива из лагуны и т.д.

Совершенствование введенного И.В.Самойловым понятия "устьевая область реки" шло в советской литературе в основном путем уточнения смысла, вкладываемого в "географический комплекс" этого объекта, границ устьевой области и определяющих ее формирование устьевых процессов.

В определениях устьевой области реки как официальных [143, 161, 162], так и неофициальных [14, 15, 70, 118, 135, 136 и др.] имеется много противоречий.

В этих определениях в той или иной форме отражены два важных аспекта: во-первых, особенности устьевой области реки как географического объекта, характеризующиеся его местоположением на земной поверхности и некоторыми чисто внешними чертами, в частности, особенностями его ландшафта и гидрологического режима, и, во-вторых, устьевые процессы, формирующие географический облик устья и его гидрологический режим. Рассмотрим эти вопросы более подробно.

Устьевая область реки как географический объект. В качестве природного объекта И.В.Самойлов [167] охарактеризовал устьевую область как сложный географический комплекс в месте впадения крупной реки в море.

Местоположение устьевой области реки. В ряде официальных изданий устьевая область реки характеризуется как "зона, в которой речной гидрологический режим переходит в морской" [161], "переходная зона от реки к морю" [143]. Аналогичные определения даны С.С.Байдиным [14, 16].

В ряде недавних определений под устьевой областью реки понимается географический (или физико-географический) объект, расположенный при впадении реки (или охватывающий район впадения) в приемный водоем. Таким водоемом может быть океан, море, озеро [118, 124, 135, 136], в других – лишь море (океан) [14, 70, 161, 162]. С.С.Байдин [16] считает устьевую область единым географическим и водным объектом.

Ландшафт. Ландшафтные особенности устьевых областей рек широко отражены в упомянутых во Введении региональных монографиях, а в определениях устьевой области реки отражены лишь изредка: как специфический природный ландшафт [14, 136] или уникальный, часто азональный ландшафт [124]. Содержание ландшафтных особенностей устьевой области реки в определениях, к сожалению, не раскрывается. В наиболее общем виде основные ландшафтные особенности устьевых областей рек отражены в работах [118, 135, 136, 167]. Основные природные особенности устьевой области реки как специфического географического объекта на основании этих работ можно свести к следующим:

1. Устьевая область занимает часть нижнего течения реки (устьевой участок реки, включая дельту, если она имеется) и часть прибрежной зоны приемного водоема (устьевое взморье) с присущей им обычно сложной и изменчивой гидрографической сетью. На устьевом участке реки преобладает речной гидрологический режим, но активно влияет приемный водоем. На устьевом взморье преобладает режим, свойственный приемному водоему, но активно влияет река.

2. В устьевой области реки преобладают аккумулятивные формы рельефа, низкие затопляемые прибрежные пространства, сложенные взаимопроникающими толщами речных, морских и озерных отложений.

3. Устьевая область реки обычно имеет специфический почвенно-растительный покров с преобладанием болотных и луговых почв и влаголюбивой растительности, своеобразную фауну (рыбы, птицы, пушной зверь и др.). Ландшафт входящей в состав устьевой области реки дельты часто резко отличается от ландшафта окружающей местности и азонален, особенно в географических зонах с недостаточным увлажнением (степи, полупустыни, пустыни).

Гидрологический режим. Переход гидрологического режима реки в гидрологический режим приемного водоема (моря) как важная черта устьевой области реки отражен во многих определениях этого объекта [161, 162, 163]. При этом иногда подчеркивается, что в устьевой области реки на небольшом пространстве изменяются свойства водных масс [70, 118]. Важно уточнить, какие именно свойства имеются в виду. В одних определениях имеются в виду физические и химические свойства вод [162], в других – динамические, химические и тепловые [161], динамические и химические [14], динамические, физико-химические и биологические [70, 118].

Классификация свойств водных масс, взаимодействующих в устьевых областях рек, очень важна для понимания происходящих здесь процессов. По нашему мнению, совокупность этих свойств должна выглядеть следующим образом [33, 64, 127, 142]:

1. Физические свойства

а) гидродинамические свойства: скорость и направление течений;

б) гидрофизические свойства: плотность, температура, теплоемкость, теплопроводность, вязкость воды и ее электрические свойства.

2. Химические свойства: минерализация (соленость) воды; ее солевой состав (содержание главных ионов); величина pH, содержание растворенных газов, биогенных и органических веществ, микроэлементов.

3. Биологические свойства: видовой состав и численность водных организмов, величина биомассы и биопродуктивности.

Во многих определениях устьевой области реки особенности переходного гидрологического режима представляются как основная черта этого объекта. При этом в понятие "режим" вкладывается часто более общий смысл, равнозначный понятию "процесс". По нашему же мнению, между терминами "гидрологический режим" и "гидрологические процессы", нередко применяемыми к различным водным объектам (рекам, озерам, морям и устьям рек тоже) как синонимы, в действительности имеется существенная разница. Гидрологический режим – это совокупность закономерно повторяющихся изменений гидрологического состояния водного объекта; гидрологические же процессы – это определяемые внешними связями и внутренними механизмами физические, химические и биохимические процессы, формирующие гидрологический режим объекта [127]. Уместно сказать, что гидрологическое состояние водного объекта аналогично погоде, гидрологический режим – климату, а гидрологические процессы – физике атмосферы, если сравнивать поведение гидросферы и атмосферы.

Применительно к устьевым областям рек гидрологическое состояние водного объекта, закономерные изменения которого и составляют его режим, может быть описано совокупностью так называемых гидрологических характеристик (или элементов гидрологического режима) [118, 127, 135, 136]:

1) характеристики водного режима: уровень воды, расход воды, объем стока воды за некоторый интервал времени, уклон водной поверхности, скорости течения, характеристики волнения;

2) характеристики термического режима: температура воды, теплосодержание, тепловой сток;

3) характеристики ледового режима: толщина льда, сроки ледовых явлений;

4) характеристики режима наносов: мутность воды, расход взвешенных и влекомых наносов, сток взвешенных и влекомых наносов за некоторый интервал времени, распределение крупности частиц наносов по фракциям;

5) характеристики формы и размера водных объектов: длина, ширина, глубина;

6) гидрофизические свойства (см. выше);

7) гидрохимические свойства (см. выше);

8) гидробиологические свойства (см. выше).

При описании гидрологического состояния устьевой области реки (то есть совокупности гидрологических характеристик в данный момент време-

ни) или при характеристике его гидрологического режима (то есть некоторой обобщающей характеристике изменений гидрологического состояния) остаются вне внимания причины таких изменений, то есть сами гидрологические процессы.

Таким образом, устьевая область – это действительно особый географический объект, который нельзя назвать зоной (чего?). Также очевидно, что переход гидрологического режима из речного в морской отражает лишь внешнее проявление устьевых процессов, и для определения устьевой области реки упоминания только о таком переходе явно недостаточно.

Устьевые процессы. Под устьевыми процессами И.В.Самойлов [167] понимал процессы, создающие специфические формы руслового и надводного рельефа и формирующие в конечном счете географический облик (ландшафт) устьевой области и возникающие в результате взаимовлияния речного и морского режима движения воды (гашение энергии речного потока при впадении в водоем, затухание волн половодья, ветрового нагона и прилива, воздействие морских ветровых волн и др.).

Интересна эволюция содержания понятия "устьевые процессы" в последующие годы.

Сначала в официальных изданиях под устьевыми процессами понимались в основном "сложное взаимодействие и смешение двух водных масс (пресной речной и соленой морской)" [162]. Затем к взаимодействию и смешению речной и морской водных масс было добавлено "активное взаимодействие вод с руслом, берегами и дном взморья, обуславливающее процессы дельтообразования (русловые процессы, динамику дна устьевого взморья)" [161]. Приблизительно такое же толкование устьевых процессов дано в ГОСТе [143]. При этом под дельтообразованием в ГОСТе понимается "процесс отложения и переотложения речных и морских наносов, приводящий к формированию гидрографической сети и подводного и надводного рельефа устьевой области реки".

Взаимодействие и смешение речных и морских вод и процессы дельтообразования отмечены как основные признаки устьевых процессов и в других определениях устьевой области [14, 15, 135].

В ряде определений вводится представление о трансформации водных масс как важном компоненте устьевых процессов [70].

Неверно заключение о том, что специфические устьевые процессы обусловлены переходом гидрологического режима реки (или речного режима) в гидрологический режим приемного водоема (или морской режим) в ряде определений [70, 118], ибо, как было показано выше, в действительности режим – следствие (внешнее проявление) процессов, а не наоборот.

Поскольку, во-первых, смешение речных и морских вод – тоже вид их взаимодействия и, во-вторых, дельтообразование – не обязательный признак устьевой области (см. ниже), в ряде определений существо устьевых процессов выражено как "динамическое взаимодействие и смешение вод реки и

приемного водоема, отложение и переотложение речных и частично морских наносов" [124, 136].

Весьма общая трактовка устьевых процессов как совокупности гидрологических, гидрохимических, биологических и морфологических процессов дана в работе [16].

Учитывая большую неопределенность содержания устьевых процессов и противоречивость представления о них в разных источниках, целесообразно затронуть вопрос об оптимальной классификации этих процессов.

Естественные процессы в любых природных объектах могут быть лишь четырех категорий: физические, химические; биохимические и биологические. К физическим относятся динамика вод, включая их перемешивание, ледотермические процессы, динамика наносов, эрозионно-аккумулятивные процессы. Эти процессы могут быть описаны лишь с позиций фундаментальных законов физики: сохранения вещества (для воды и наносов), сохранения энергии, сохранения (изменения) количества движения. К химическим процессам относятся: трансформация состава вещества (например, солевого состава вод) без участия организмов, к биохимическим – трансформация состава вещества (например, содержания газов, органического вещества в воде) при участии организмов. Биологические процессы – это формирование биоты в водных объектах, почвенно-растительного покрова и фауны на суше. Химические, биохимические и биологические процессы нельзя познать без учета законов химии и биологии.

Процессы перечисленных категорий свойственны и устьевым областям рек как природным объектам. Однако в устьевых областях рек они имеют существенные особенности, которые и отличают устьевые процессы от процессов в других природных объектах [124, 136]. Таких основных особенностей две. Первая – это наличие приемного водоема, без которого не может быть и устьевой области. Существование приемного водоема с неизбежностью создает сложные процессы взаимодействия двух водных масс – речной и морской с разными свойствами. Эта особенность свойственна всем устьевым областям рек без исключения. Вторая особенность свойственна лишь устьевым областям рек, в составе которых имеются развитые дельты, являющиеся продуктом отмеченного выше взаимодействия вод реки и приемного водоема, но и оказывающие на все природные процессы сильнейшее обратное влияние, заставляя воду вместе с содержащимися в ней наносами, солями, теплотой, растекаться по поверхности дельты.

Классификация устьевых процессов может быть представлена следующим образом:

I. Физические процессы:

А. Динамика вод.

1) Динамическое взаимодействие вод реки и приемного водоема:

а) формирование гидравлического подпора (спада) как результат сопряжения уровней воды в реке и приемном водоеме при сезонных и многолет-

них колебаниях стока реки и уровня приемного водоема; распластывание волн половодья (паводков, попусков) вниз по течению и сопутствующее изменение уровней воды и скоростей течения;

б) распространение волн приливов, нагонов, сгонов вверх по течению с сопутствующим изменением расходов воды, уровней воды и скоростей течения во времени и пространстве.

2) Смешение речных и морских вод, включая растекание речных вод на устьевом взморье (с учетом морских ветровых и приливных течений) и проникновение осолоненных вод на устьевой участок реки.

3) Растекание вод по поверхности дельты: распределение стока воды реки по дельтовым водотокам, заливание дельты речными и морскими водами, формирование водного баланса дельты с учетом притока речных вод, атмосферных осадков и потерь вод на испарение и инфильтрацию.

4) Динамика морских ветровых и приливных течений на устьевом взморье.

5) Волнение на устьевом взморье, в водоемах и водотоках дельты.

Б. Ледотермические процессы.

1) Формирование поля температуры воды в результате смешения вод реки и приемного водоема, формирование теплового баланса водоемов устьевой области.

2) Формирование ледяного покрова, ледяных заторов и зажоров.

В. Динамика наносов.

1) Динамика наносов на устьевом участке реки под воздействием течений в процессе взаимодействия реки и моря.

2) Динамика наносов на устьевом взморье под влиянием течений и волнения.

3) Распределение наносов по пространству дельты.

Г. Эрозионно-аккумулятивные (морфологические) процессы.

1) Обратимые (знакопеременные) и необратимы (направленные) русловые процессы на устьевом участке реки.

2) Отложение и переотложение речных и морских наносов на устьевом взморье, формирование устьевого конуса выноса, включая устьевой бар, устьевое удлинение.

3) Формирование дельты, наращивание дельты по вертикали и горизонтали, динамика гидрографической сети дельты, динамика морского края дельты.

4) Эоловые процессы на берегах дельтовых водотоков и на морском крае дельты.

II. Химические процессы: формирование и трансформация химического состава вод в результате смешения речных и морских водных масс и их преобразования в водных объектах без участия организмов с учетом возможного удаления некоторых веществ из раствора или наоборот растворения веществ из донных отложений.

III. Биохимические процессы: формирование и трансформация химического состава вод в результате смешения речных и морских водных масс и

их преобразования в водных объектах с учетом биохимической продукции и деструкции веществ.

IV. Биологические процессы:

а) формирование сообществ гидробионтов в водных объектах устьевого участка реки, включая дельту, и на устьевом взморье;

б) формирование почвенно-растительного покрова и фауны поймы и дельты.

Из всего перечисленного довольно обширного перечня устьевых процессов некоторые являются ведущими и при анализе формирования природного комплекса устьевых областей рек должны приниматься во внимание в первую очередь. Это – динамическое взаимодействие (1А1) и смешение (1А2) вод реки и моря, отложение и переотложение речных и частично морских наносов (1Г2). Эти процессы и составляют основное содержание устьевых процессов и формируют природный облик устьевой области реки, так как все остальные процессы, например, формирование дельты (1Г3), формирование химического состава вод (II, III), формирование почвенно-растительного покрова (IVБ) и др., являются их следствием. Особо следует сказать о дельтообразовании (1Г3). Если процесс отложения и переотложения наносов необходимый признак любой устьевой области реки, то процессы дельтообразования свойственны не всем устьям рек, а только дельтового типа. Процесс дельтообразования может начаться лишь на определенном этапе отложения наносов, а может при имеющихся в устье реки в настоящее время условиях и не начаться вовсе, как в некоторых губах, фиордах, эстуариях. Поэтому дельтообразование, включающее динамику гидрографической сети дельты (1Г3), и сопровождающееся растеканием вод по ее пространству (1А3) – процесс, свойственный не всем устьевым областям рек.

Взаимосвязанные процессы динамики вод, включая их смешение (IA), динамики наносов (IB) и эрозионно-аккумулятивные (морфологические процессы (то есть динамика дна и берегов) (IГ) автором были названы *гидролого-морфологическими устьевыми процессами* [120, 121, 124, 136]. В этом объединенном определении подчеркивается тот важный факт, что режим и развитие устьевых областей рек можно познать лишь при одновременном изучении взаимосвязанных гидрологических и морфологических процессов с привлечением методов как гидрологии, так и геоморфологии. В этом проявляется необходимость междисциплинарного подхода к изучению устьевых областей рек.

Помимо упомянутых выше гидролого-морфологических процессов, очень важную роль в формировании географического облика устьевой области реки и ее экологии играют гидрохимические и биохимические процессы трансформации химического состава вод в процессе их смешения (II и III). Учитывая это, совокупность наиболее важных устьевых процессов – гидролого-морфологических, химических и биохимических, а также процессов ледотермических (IБ), может быть названа *гидрологическими устьевыми*

процессами. Именно в таком аспекте устья рек рассматриваются в реферативном журнале "География" в специальном разделе "Гидрологические процессы в устьях рек".

Таким образом, из приведенной выше схемы классификации устьевых процессов (классы I–IV) в число гидрологических включаются полностью классы I, II и III, а в число гидролого-морфологических – группы IA, IB и IГ класса I.

Комплексное определение устьевой области реки. Как было показано выше, с позиций одной какой-либо дисциплины определить устьевую область реки как сложный географический комплекс невозможно.

В обобщенном комплексном определении устьевой области реки должны быть отражены местоположение, особенности природных условий и формирующих их процессов.

К этим компонентам определения устьевой области реки, по нашему мнению, следует добавить упоминание о еще малоизученной функциональной роли устьев рек в глобальном процессе взаимодействия вод суши и океана. Известно, что устьевые области рек выполняют роль природных "барьеров" между реками и морями. Здесь отлагается большая часть приносимых реками наносов [102, 128, 203], происходит аккумуляция и накопление части растворенных веществ [189], находится гидробиологическая граница пресноводной и солоновато-водной или морской биоты (обычно соответствующая солености воды 5–9‰) [192]. В определении устьевой области целесообразно отразить эту исключительно важную функцию устья реки как седиментологических и морфологических, геохимических и гидробиологических барьеров между реками и приемными водоемами. Полезно отразить в определении устьевой области реки и их исключительную биологическую продуктивность [142, 192].

Обобщая сказанное, предлагаем следующее определение:

Устьевая область реки (устье реки) – это особый физико-географический объект, охватывающий место впадения реки в приемный водоем (океан, море, озеро); состоящий из части нижнего течения реки – устьевого участка реки, включая дельту, если она имеется, и части прибрежной зоны приемного водоема – устьевого взморья; формирующийся в результате специфических устьевых процессов (динамического взаимодействия, смешения и трансформации водных масс реки и приемного водоема; отложения и переотложения речных и частично морских наносов, приводящих к образованию устьевого конуса выноса, а нередко и дельты); характеризующийся специфическим, часто азональным ландшафтом, переходным от речного к морскому гидрологическим режимом, резким изменением физических, химических и биологических свойств водных масс и повышенной биологической продуктивностью и представляющий собой седиментологический, морфологический, геохимический и гидробиологический барьер между рекой и приемным водоемом.

В приведенном определении слово "морской" относится к любому приемному водоему – океану, морю, озеру.

Предлагаемое определение устьевой области реки рекомендуется применять, во-первых, ко всем рекам, а не только к крупным (согласно [196] к рекам относятся водотоки с площадью бассейна более 50 км^2); а, во-вторых, к случаям впадения рек в любые приемные водоемы (кроме долинных водохранилищ), то есть в океаны, моря, озера. Поэтому устьевые области имеют как реки, впадающие в океан и моря, так и реки, впадающие в озера, как соленые и солоноватые (Каспийское и Аральское моря, Балхаш и др.), так и пресные (Байкал, Ильмень и др.).

Понятие же "устье" рекомендуется применять либо как сокращенный вариант и полный синоним понятия "устьевая область реки" (тогда надо обязательно говорить "устье реки"!), либо в узком смысле применительно к месту впадения любого водотока в другой водоток ("устье притока", "устье рукава", "устье протока") или в приемный водоем ("устье рукава", "устье протока"), а также к месту выхода из полузакрытого взморья на открытое побережье ("устье лимана", "устье лагуны", "устье эстуария").

I.2. Классификация устьевых областей рек

Существующие классификации устьев рек. В современной геоморфологической и географической литературе обычно выделяют два типа устьевых областей (устьев) рек – дельты и эстуарии [99, 100, 205]. Иногда к ним добавляют третий тип – нормальное (простое) устье, когда река сохраняет приближенно постоянной свою ширину до места впадения [27, 197].

Деление всех устьев рек на два типа – треугольные дельты с рукавами и воронкообразные устья – по-видимому, было впервые сделано К.Риттером [167]. О.Пешель в 1866г. стал называть воронкообразные устья "полыми дельтами" или "эстуариями" [167].

Л.Франциус на судоходных конгрессах в 1888, 1892 и 1898 гг. [109] подразделил все устья на приливные и неприливные. Первые из них, в свою очередь, были подразделены на две группы – простые и двойные, под которыми понимались устья с лагунами, в которые речные воды изливаются одним устьем, а затем из лагуны в море – вторым устьем. Кроме того устья были подразделены на однорукавные и многорукавные (устья-дельты).

В.Е.Ляхницкий, цитируя Л.Франциуса, подразделил устья реки на "бездливные" и "приливные", а последние, в свою очередь, – на однорукавные (большая часть устьев французских и английских рек с большими приливами) и на многорукавные, или дельтовые, формирующиеся при незначительных приливах (устье Сев.Двины) [109]. В классификации Франциуса-Ляхницкого соединены, таким образом, два признака – общий (приливные, неприливные устья рек) и характер устьевого участка (однорукавный, многорукавный).

В последние десятилетия было разработано несколько подходов к классификации устьев рек. При этом классифицировали устьевые области рек в целом с учетом особенностей их режима, а также типизировали составные части устьев рек – устьевой участок реки и устьевое взморье.

Общие классификации. Устья рек делят на морские (океанические) и озерные [28]. Морские, в свою очередь, подразделяют на приливные (устья рек на побережьях океанов и окраинных морей) и неприливные (устья рек внутренних морей) [161, 162].

Преобладающий режим устьев рек может быть стоковый, приливный, сгонно-нагонный [144].

Типизации устьевых участков рек. Устьевые участки рек делят, как и В.Е.Ляхницкий, на однорукавные и многорукавные [14, 109, 161, 162], безрукавные и многорукавные [143], безрукавные, малорукавные и многорукавные [144]. В последнем случае устьевой участок считается малорукавным, если число рукавов менее 5, многорукавным, если – больше 5. Такое заключение, по-видимому, может использоваться для сравнения разных устьевых областей, но, видимо, непригодно для изучения смены малорукавных и многорукавных фаз развития некоторых конкретных дельт. Например, для Килийской дельты Дуная [131] рубежом между мало- и многорукавными фазами вполне оправдано признано число рукавов, равное 20. Из типизации ГОСТа [144] также не ясно, к какому типу относится устьевой участок, если число рукавов равно 5.

Как уже отмечалось, одни и те же одноруслоные устьевые участки называют то однорукавными, то безрукавными. Поскольку здесь более уместна аналогия с "рукавом" трубы, шланга ("пожарный рукав"), а не с рукавом одежды, термин "безрукавный" не может быть признан правильным.

Заметим также, что в ряде случаев [104, 119, 162] эстуарий необоснованно считают одним из типов устьевого участка реки (см. ниже).

Типизация устьевых взморьев. По характеру связи с морем устьевые взморья чаще всего подразделяют на открытые и закрытые [161, 179]. Согласно ГОСТу [143] устьевое взморье, расположенное за пределами общей линии морского побережья, считается открытым, а устьевое взморье, включающее полностью или частично залив, лиман или эстуарий, – закрытым. Н.А.Скриптунов [179] устьевые взморья подразделяет на закрытые со свободным водообменом с морем, закрытые с ограниченным водообменом с морем, открытые с выровненным морским краем дельты, открытые с выдвинутым морским краем дельты (рис. 1.1).

Другая типизация дана в Руководстве [162]: устьевые взморья делят на две группы – открытые, эстуарии (лиманы) или относительно узкие заливы.

Термин "закрытое устьевое взморье", по нашему мнению, не отвечает сути явления, так как закрытость водоема предполагает его полную изолированность от смежных акваторий. Если взморье становится действительно "закрытым", то оно теряет связь с морем и перестает быть взморьем. Поэто-

му для устьевых взморьев, частично отделенных от открытой части моря косами, пересыпями, островами, лучше применять термин "полузакрытые" (semi-enclosed), как и рекомендует, например, Д.У.Притчард [283] применительно к эстуариям (см.ниже). Исходя из этих соображений, нами предлагалась следующая типизация устьевых взморьев: открытые, полузакрытые, последние подразделялись на узкие заливы, губы, лиманы, эстуарии, лагуны [122, 124, 136].

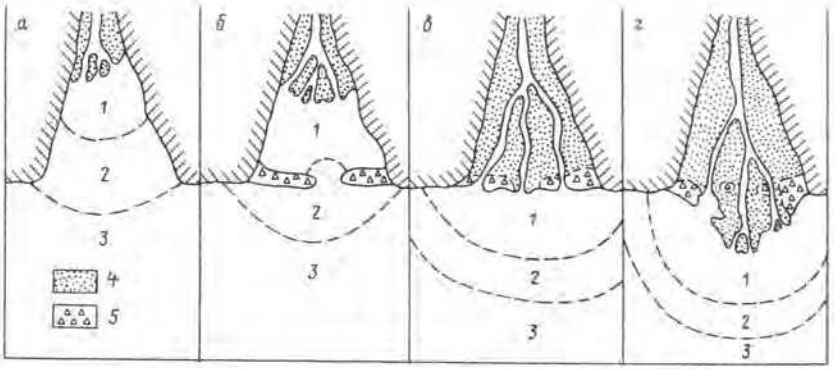


Рис. 1.1. Типы устьевого взморья реки в зависимости от конфигурации береговой линии [179]

а – закрытое со свободным водообменом с морем, б – закрытое с ограниченным водообменом с морем, в – открытое с выравненным морским краем дельты, г – открытое с выдвинутым морским краем дельты; 1 – зона транзита речных вод, 2 – зона смешения речных и морских вод, 3 – предустьевое пространство моря, 4 – речные отложения, 5 – морские отложения

По рельефу дна устьевые взморья обычно подразделяют на приглубые и отмелые [167, 179]. Приглубым считается такое устьевое взморье, когда речной поток, втекая в приемный водоем, отрывается от дна; отмелым – если занимает всю водную толщу [143]. Иногда отмелое взморье подразделяют еще на два подтипа: с равномерно увеличивающимися глубинами и со свалом глубин [167, 179] (рис. 1.2). Поскольку у каждой устьевой области реки, особенно многорукавной, имеются районы и отмелого, и приглубого взморья, предлагается [136] тип конкретного устьевого взморья по характеру глубин считать по преобладанию площади всего взморья, занятой либо приглубой, либо отмелой его частью.

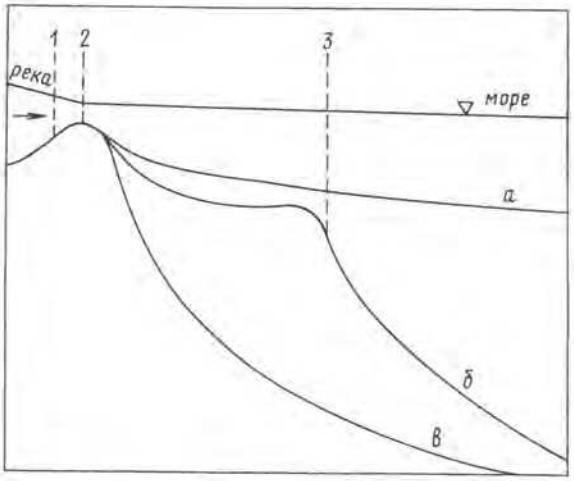


Рис. 1.2. Типы устьевого взморья в зависимости от глубины и рельефа дна [179]
а – отмелое, б – отмелое со свалом глубин, в – приглубое; 1 – морской край дельты, 2 – устьевой бар, 3 – свал глубин

Типизация устьев рек по морфологии. По морфологии и характеру устьевых участков и устьевых взморьев устьевые области подразделяют также на простые (однорукавные), эстуарного типа, с развитыми дельтами [70]; полузакрытые (эстуарно-дельтовые, и риасо-дельтовые), закрытые (лиманно-дельтовые и лагунно-дельтовые), открытые (клювовидные), многорукавно-дельтовые [91].

По общим морфологическим признакам (главные из которых характер устьевого взморья и наличие или отсутствие дельты), отражающим в целом и генезис того или иного устья реки, все устьевые области рек, в зависимости от типа устьевого участка реки и устьевого взморья, можно подразделить на две группы и четыре типа (рис. 1.3, табл. 1.1) [136].

Полузакрытые бездельтовые устьевые области рек (тип I) имеют устьевое взморье в виде узкого залива, лимана, губы, лагуны, эстуария. Вследствие относительно малого стока наносов или мощного воздействия приливных течений такие устьевые области не имеют в своем составе сформировавшихся дельт. Примером устьевых областей этого типа могут служить устья рек Ю.Буга, Мезени, Кулоя, Темзы.

Открытые бездельтовые устьевые области (тип II) свойственны, как правило, рекам небольшим, выходящим на приглубую открытую акваторию моря со значительным воздействием волнения, препятствующим образованию дельты.

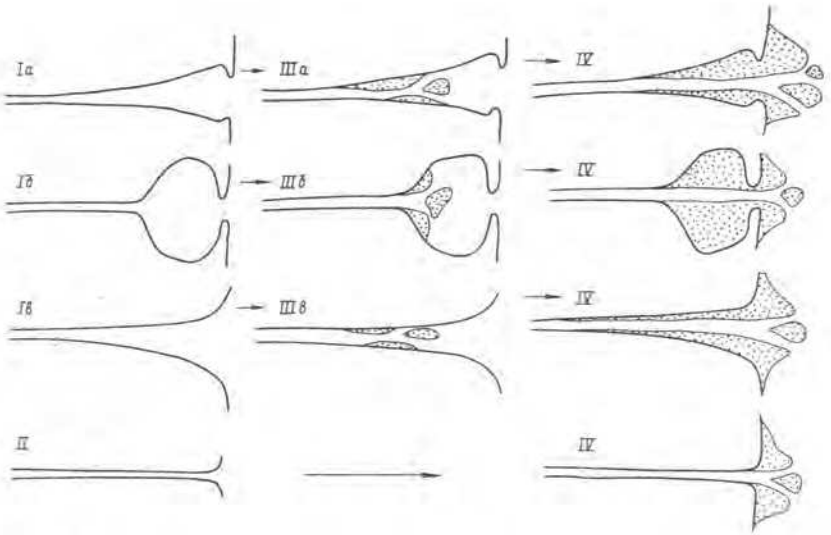


Рис. 1.3. Типы устьевых областей рек [124, 136]
Названия типов и подтипов см. в табл. 1.1

Полузакрытые дельтовые устьевые области рек (тип III) имеют в своем составе дельты выполнения, формирующиеся в узких заливах, лиманах, губах, лагунах, эстуариях в условиях ослабленного воздействия морских факторов, либо вследствие изолированности (вытянутости и узкости) устьевого взморья, либо вследствие их блокированности аккумулятивными морскими косами-пересыпями. Примером таких устьевых областей рек могут служить устья Оби, Енисея, Днепра, Печоры, Немана, Вислы.

Открытые дельтовые устьевые области рек (тип IV) имеют в своем составе дельты выдвижения, формирующиеся на открытом морском побережье за пределами генеральной линии морского берега. К устьевым областям этого типа относятся устья Волги, Урала, Куры, Амударьи, Дуная, Лены, Миссисипи.

Поскольку во многих типизациях ключевым является смысл, вкладываемый в понятия "дельта" и "экстуарий", рассмотрим эти термины особо.

Определение дельты. Впервые термин "дельта" был применен древнегреческим историком, географом и путешественником Геродотом приблизительно в 450 г. до н.э. к устью Нила. Дельтой им была названа "аллювиальная суша более или менее треугольной формы, заключенная между расходящимися рукавами Нила и морем, напоминающая греческую букву Δ ("дельта")" [167, 184, 205, 209].

Таблица 1.1

Типизация устьевых областей рек в зависимости от типа устьевого участка реки и устьевого взморья [136]

Устьевой участок реки	Устьевое взморье		Устьевая область реки		
Тип	Тип	Подтип	Группа	Тип	Подтип
Однорукавный (бездельтовый)	полузакрытое	узкий залив, лиман, губа	бездельтовая	I полузакрытая бездельтовая	Iа лиманная
		лагуна			Iб лагунная
		эстуарий			Iв эстуарная
	открытое	–		II открытая бездельтовая	–
Мало- или многорукавный (дельтовый)	полузакрытое	узкий залив, лиман, губа	дельтовая	III полузакрытая дельтовая (с дельтой выполнения)	IIIа лиманно-дельтовая
		лагуна			IIIб лагунно-дельтовая
		эстуарий			IIIв эстуарно-дельтовая
	открытое	–		IV открытая дельтовая (с дельтой выдвижения)	–

Впоследствии понятие "дельта" было распространено на многие устья рек. В то же время выявились противоречия в понимании термина "дельта" представителями разных дисциплин.

Геоморфологический подход трактует дельту как "аккумулятивную форму, создаваемую рекой на участке впадения ее в конечный водоем" [100], как "участок низменной наносной суши, образовавшейся из речных отложений перед общим протяжением береговой линии на месте, которое ранее занимало море (или озеро)" [205]. Дельтой считают также "более или менее треугольный участок аллювиальной суши в устье реки" [184], "низкие, заболоченные, медленно погружающиеся прибрежные площади" [200].

Однако Ч.Лайелл еще в 1854 г. дельтой называл "аллювиальную равнину в ее устье, вне зависимости от ее формы" [209, 231].

Таким образом, главное в геоморфологическом подходе следующее: дельта – это аллювиальная равнина в устье реки.

Гидрографический подход трактует дельту как многорукавный участок реки в ее устье. Например, согласно ГОСТу [143], дельта – это "устьевой участок реки, в пределах которого происходит ее деление на водотоки". Многорукавность как основной признак дельты признается и в других работах [11, 14, 70, 161]. Однако некоторые геоморфологи [100, 205] не считают разделение русла на рукава обязательным признаком дельты, что, как они отмечают, и не наблюдается у многих рек – Эбро, Тибра, Сулака.

Гидрографо-геоморфологический подход объединяет определения двух первых подходов. Дельтой считается "низменность в низовьях реки, сложенная речными наносами и расчлененная сетью рукавов и протоков" [96, 197]. Близкое определение дается и в БСЭ [24]. К этой же категории относится и приведенное выше определение дельты, данное Геродотом.

В последних гидрологических работах дельта трактуется как "комплекс аккумулятивных форм рельефа (в том числе типично устьевых: конусов выноса, баров, кос) и системы водотоков и водоемов" [118] или как "часть приморской аккумулятивной равнины, в пределах которой основное русло реки разветвляется на водотоки, впадающие в море или озеро, непосредственно или через систему водоемов" [135].

Подводные русла - продолжения дельтовых рукавов на отмелом устьевом взморье и само отмелое взморье ("авандельта") некоторые исследователи [91, 308] включают в состав дельты.

Геологический подход трактует дельту как толщу речных отложений в устье реки. Именно так рассматривали дельту геологи Ч.Лайелл (1832, 1854), Г.Р.Креднер (1878), Дж.Джильберт (1890), Дж.Барелл (1912) [167, 210, 222, 242, 263]. Креднер определил дельту как "расположенные впереди речных устьев наносные образования речного происхождения, возникшие на месте участков, покрытых прежде водой" [222]. Барелл считал, что дельта – это "отложения, частично субаэральные, сформированные рекой в водоеме" [210]. По Бареллу, дельта состоит из трех основных пластов: почти горизон-

тальных "верхних" (topset beds) (как субаэральных, так и подводных), наклонных "передних" (foreset beds) и слабо наклоненных "донных" (bottomset beds) (рис. 1.4). Схема дельтовых отложений Барелла стала классической и используется во многих геоморфологических и геологических работах [55, 292, 293], хотя иногда неверно приписывается Джильберту, о чем справедливо замечено в [263].

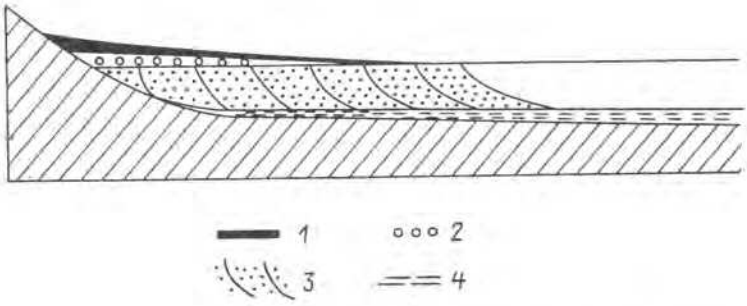


Рис. 1.4. Схема строения дельтовых отложений по Дж.Барреллу [176, 210]
Пласты: 1 – субаэральные "верхние", 2 – подводные "верхние", 3 – "передние", 4 – "донные"

Определение дельты по Бареллу было повторено У.Твенхофелом в 1925 г. [167]. Э.Мартонн ставил знак равенства между дельтой и конусом выноса, построенным в воде [167].

Представление о дельте как некотором мощном геологическом теле широко укоренилось в геологической литературе [55,198,263, 292, 293].

Комплексные определения дельты. Достаточно комплексный подход к определению дельты в литературе практически отсутствует.

По нашему мнению, при определении дельты как природного объекта должны быть приняты во внимание следующие моменты, вытекающие из сказанного выше.

1. Процесс аккумуляции речных и частично морских наносов, составляя важный элемент устьевых процессов, свойствен всем устьевым областям рек и ведет к формированию аккумулятивного тела в устье реки (устьевого конуса выноса реки). Этот процесс может подготавливать формирование дельты и при определенных условиях превращается в процесс дельтообразования, продуктом которого становится дельта. Процесс дельтообразования

поэтому свойствен только определенным (дельтовым) типам устьевых областей рек.

2. Дельта – это лишь верхняя, в основном надводная часть устьевого конуса выноса реки. В состав дельты нельзя включать ни мелководную часть устьевого взморья ("авандельту"), ни бороздины на устьевом взморье – подводные продолжения русел дельтовых рукавов. В противном случае возникает непреодолимая проблема проведения границы между дельтой и взморьем, дно которого при данной трактовке считается дельтой.

3. Дельта – это природный комплекс, характеризующийся особенностями рельефа, гидрографии, геологического строения, гидрологического режима, а также ландшафта и экологических условий. Этот природный комплекс не может быть описан с позиций лишь какой-либо одной научной дисциплины.

4. Дельта – это часть устьевой области реки как специфического природного объекта. Точнее можно сказать, что дельта – часть (и форма) устьевого участка реки. Причем известную (и весьма большую) долю специфичности дельтовой устьевой области реки и ее устьевому участку придает именно наличие дельты.

5. Поскольку дельта – это только часть устьевой области, то она не может служить типом (формой) устьевой области (устья) реки в целом, как полагал ряд исследователей [11, 28, 32, 99, 195, 196]; дельта – это непременный признак определенных (дельтовых) типов устьевой области реки.

6. Современная дельта - это часть иногда весьма обширной дельтовой равнины (deltaic plain), в свою очередь, являющейся частью более обширной аккумулятивной приморской равнины (coastal plain) [83, 136, 308]. Дельтовая равнина сформировалась в течение длительного времени и часто является сложным комплексом многих отмерших ("древних") дельт, а также и современной дельты. Последняя же – это активная дельта, где в настоящее время происходят устьевые, в том числе дельтообразовательные процессы. Под "древними дельтами" поэтому будем понимать реликтовые образования, сохранившиеся в рельефе признаки процессов дельтообразования. От современных дельт также следует отличать так называемые "ископаемые дельты" – древнедельтовые отложения, с которыми связаны многие полезные ископаемые и в особенности уголь, нефть и газ.

Совершенно очевидно, что при столь большой сложности и комплексности устьевых и дельтовых процессов дать общегеографическое (комплексное) определение дельты чрезвычайно трудно. К такому комплексному определению дельты приближается следующее [136].

Дельта – это сформировавшаяся в результате современных процессов дельтообразования (отложения и переотложения речных и частично морских наносов при взаимодействии реки и приемного водоема, а также развития почвенно-растительного покрова) часть устьевой области реки, включающая верхнюю подверженную руслоформирующей деятельности речного потока толщу устьевого конуса выноса реки и надводную аллювиальную

сушу, обычно имеющую сложную и динамичную гидрографическую сеть (систему водотоков и водоемов) и специфический ландшафт.

Интересна попытка В.Н.Коротаева [91] учесть в определении дельты исторический интервал времени ее формирования. По Коротаеву, дельта – это "комплекс субаэральных и субаквальных аллювиальных и береговых аккумулятивных и эрозионных форм рельефа, слагающие их отложения и система взаимосвязанных водотоков с общим узлом разветвления (вершиной дельты), сформированных рекой и морем за определенный исторический интервал времени в пределах устьевого конуса выноса". Включение части толщи конуса выноса в дельту приводит к распространению в море внешних (морских) ее границ, что свойственно вообще геологическому подходу в определении дельты.

Классификация дельт. Еще Креднер [222] подразделил все дельты на дельты выполнения (заполнения) и дельты выдвижения (выдвинутые). Первые формируются в заливах, вторые - за пределами генеральной линии морского берега. Это подразделение дельт широко используется и в настоящее время [11, 91, 99, 135, 205].

Дельты выполнения подразделяют на дельты, сформировавшиеся в узком заливе (губе), лагуне, эстуарии [124, 136]; дельты выполнения долинных заливов (эстуариев, риас, лиманов) и выполнения устьевых лагун [91].

Выдвинутые дельты более многообразны, и существуют многочисленные их классификации. Причем нередко разница в этих классификациях сугубо терминологическая.

Важным признаком дельт выдвижения является степень их выдвинутости в море и очертания морского края, являющиеся следствием взаимодействия реки и моря в процессе развития дельты.

Так, Ф.П.Гулливер (1899) [245] подразделял дельты на: 1) лопастные (lobate): а – однолопастные (Эбро); б – многолопастные (Миссисипи, Волга, По, Рона); 2) остроконечные (cuspate) (Тибр); 3) остроконечно-лопастные (cuspate-lobate) (Дунай, Нил); 4) округлые (rounded) (Риони, Рио-Гранде); 5) тупые (остановившиеся в росте) (stunted); 6) блокированные (blocked) (Сенегал).

Классификация Гулливера использовалась и развивалась другими исследователями [11, 167, 207, 304]. Б.А.Аполлов [11] делил выдвинутые дельты на лопастные (Кура, Миссисипи) и клювовидные (Сулак). Выдвинутые дельты также подразделяют на треугольные (Нил), лопастные (Миссисипи), дугообразные (Лена), клювовидные (Тибр), блокированные [197]; собственно дельты, дугообразные (arcuate, rounded), пальцеобразные (digitate) (Миссисипи), эстуарийные [184]. Очевидно, что в этом многообразии типов дельт в действительности просматриваются всего несколько главных типов: лопастные, дугообразные, клювовидные, блокированные. Интересно, что дельта Миссисипи в разных классификациях отнесена к разным типам

дельт – лопастным [11, 245], пальцеобразным [184], типу "птичьей лапки" (birds-foot)" [100, 297].

И.В.Самойлов [167] предложил весьма развернутую генетическую классификацию устьевых участков рек и дельт; им выделены следующие типы устьевых участков:

I. Однорукавный: а) с прямым руслом (Риони, 1939 г.; Тибр, Зап.Двина); б) с прямым руслом, повернутым косой параллельно берегу (блокированное устье) (Камчатка, Сенегал, Марри); в) воронкообразный (приливный эстуарий) (Мезень, Хатанга, Эльба, Темза, Мерси).

II. Двурукавный: а) с подводной дельтой (Амур); б) с надводной (первичной) дельтой (Янцзы, Риони).

III. Многорукавный: а) дельта первой стадии выполнения залива (Днепр, Дон, Сев.Двина, Обь, Енисей); б) выдвинувшаяся в море дельта (Лена, Юкон, Нигер); в) лопастная дельта (Кура, Урал, Селенга, По, Эбро, Хуанхэ, Миссисипи).

IV. Крупноостровной: а) наклоненная к морю равнина с ячеистым рельефом – 1) с лагунным морским краем или с лагунным приморским участком (Кубань, Дунай); 2) с преобладанием площадей, не занятых водой (Амударья, Терек, Инд, Меконг); б) слабо наклоненная к морю равнина с множеством ветвящихся рукавов (Волга, восточная часть дельты Лены, Парана).

Эта классификация И.В.Самойлова нашла применение в других работах [65, 304] и послужила основой более простой и логичной классификации дельт О.К.Леонтьева [99].

Леонтьев выделил следующие типы дельт: I. Дельты, развивающиеся при резком преобладании речных факторов над морскими: 1)клювовидные, 2) лопастные: а) выдвинутые в море, б) выполнения заливов; 3) многорукавные, с лопастным краем. II. Дельты, развивающиеся при существенном участии морских факторов: 1) блокированные; 2) выдвинутые с округлым морским краем; 3) многорукавные с округлым морским краем. Генетические ряды развития дельт, согласно этой схеме, могут быть следующие: во-первых, по мере развития дельты (фактор времени): I 1) → I 2) б) → I 3); I 2) б) → I 2) а) → II 2; II 1) → II 2) → II 3 и, во-вторых, по мере усиления влияния морских факторов (под которыми понимается только волнение): I 1) → II 1).

Классификация дельт О.К.Леонтьева в упрощенном виде используется и в настоящее время. Так, выдвинутые дельты разделяют на клювовидные (Тибр); лопастные ("птичья лапа") (Миссисипи); многорукавные, или мелкоостровные (Волга) [100].

Попытка придать количественный характер форме выдвинутых дельт предпринята В.Н.Михайловым [136], модифицировавшим классификацию О.К.Леонтьева. Дельты подразделены на три класса (I–III) по степени взаимодействия реки и моря (волнения) и на несколько типов в зависимости от характера их морского края (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Типизация дельт по характеру их морского края и степени взаимодействия реки и моря [136]

Условия формирования дельты		Тип дельты по характеру ее морского края		Параметр выдвинутости дельты в море, N	Параметр изрезанности морского края дельты, K	Критерий относительного влияния реки и моря, λ, 10^{-5}	Типичные примеры дельт
I	Преобладающее влияние морских факторов	Iа	С прямолинейным морским краем (в том числе блокированные устья)	0–0,5	1–1,4	0–1,5	Нил, Сенегал
		Iб	Дугообразные с выровненным морским краем	0,5–1		1,5–3	Яна, Нигер
II	Приблизительно равноценное влияние морских и речных факторов	II	Дугообразные с извилистым морским краем	1–2	1,4–1,7	3–6	Дунай, Лена
III	Преобладающее влияние речных факторов	IIIа	Лопастные со слабо расчлененным морским краем	2–4	1,7–2,4	6–10	Амударья
		IIIб	Лопастные с сильно расчлененным морским краем	>4	>2,4	>10	Миссисипи

Форма морского края дельты и выдвинутой дельты в целом количественно описана с помощью двух показателей: 1) "параметра изрезанности морского края дельты" K:

$$K = L_{мкд} / L_{F_д} = L_{мкд} / \sqrt{2\pi F_д}\ , \qquad (1.1)$$

где $L_{мкд}$ – длина морского края дельты (рис. 1.5);

$L_{F_д}$ – длина дуги полукруга, равновеликого части дельты $F_д$, выдвинутой за генеральную линию морского берега, и 2) "параметра выдвинутости дельты в море" N

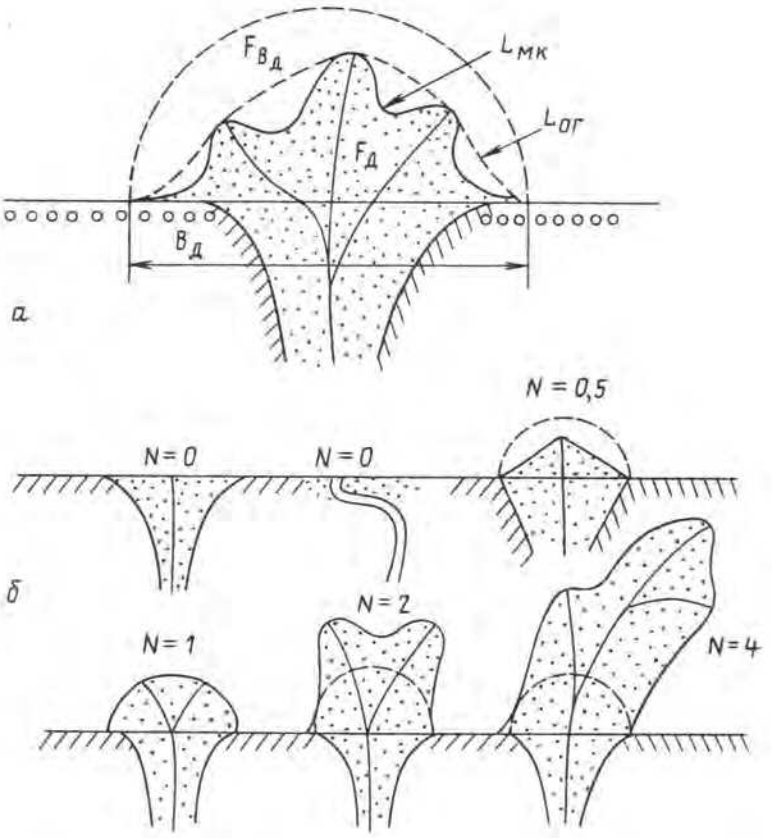


Рис. 1.5. Схема определения морфометрических характеристик дельты (а) и типы дельт выдвижения по степени их выдвинутости в море (б) [136]

Названия типов и обозначения см. в тексте и в табл. 1.2.

$$N = F_д / F_{B_д} = 8\, F_д / (\pi\, B_д^2)\ , \qquad (1.2)$$

где $F_д$ – площадь выдвинутой за генеральную линию берега морского берега части дельты, $F_{B_д}$ – площадь сопряженного с нею полукруга, построенного на ширине дельты $B_д$ как на диаметре (рис. 1.5).

О критерии взаимодействия реки и моря λ, характеризующем относительную роль стока наносов реки и морского волнения в развитии дельты, будет сказано в разделе 4.3.

Существуют и классификации дельт, построенные на иных принципах. Дж.У.Джонсон [253] в 1919 г. выделил два типа дельт по характеру выработанности морского края: волноприбойные, где преобладает деятельность волн, создающих береговые бары и морской край дельты, и русловые, которым характерна многорукавность и развитие вдоль рукавов прируслових валов. Н.А.Скриптунов [179] также выделяет два типа морского края – обычно выровненный "прибойный", формирующийся под преобладающим воздействием волнения на приглубом устьевом взморье, и сильно расчлененный "русловой", формирующийся под преобладающим влиянием речных факторов чаще всего на отмелом устьевом взморье.

Степень воздействия волнения на дельты количественно может быть оценена по Дж.М.Колеману и Л.Д.Райту [83, 309] следующим образом. Они подразделили степень волнового воздействия на дельты по энергии (в эрг/с на 1 фут морского края дельты) на слабое (менее $1 \cdot 10^7$ эрг/с·фут), умеренное (от $1 \cdot 10^7$ до $20 \cdot 10^7$ эрг/с·фут) и сильное (более $20 \cdot 10^7$ эрг/с·фут). Пересчитав эти градации в удельную мощность волнения (Дж/м·с или Вт/м), получим соответственно следующие группы: 1) менее 3 Вт/м, 2) 3–60 Вт/м и 3) более 60 Вт/м.

У.И.Галловей [39] в своей классификационной схеме дельт к влиянию речного стока и волнения добавил влияние приливов (рис. 1.6.). Обратим внимание на то, что по Галловею эстуарий – тип дельты при сильном влиянии приливов.

Примерами дельт с разным влиянием стока реки, волнения, приливов могут служить дельты Миссисипи (*F* до *F/W*), По (*F/W*), Роны (*W/F*), Ориноко (*W/F/T*), Нигера (*W–T*), Меконга (*W–T*), Кланг-Лангат (*T*). Здесь Галловей принял такие обозначения: *F* – с преобладанием влияния реки, *W* – волнения, *T* – приливов, *F/W* – с преобладанием влияния реки, но волнение преобразует дельту, *W–T* – приблизительно равное влияние волнения и приливов.

Наконец, следует упомянуть и еще две классификации дельт – по характеру приемного водоема и климатическую. В первой из них, так же как и устьевые области в целом, дельты подразделяют на озерные (пресноводные) и океанические (классификация А.Гумбольдта [167]) или на озерные, средиземных морей (неприливные) и океанические (классификация Ч.Лайелла [167]).

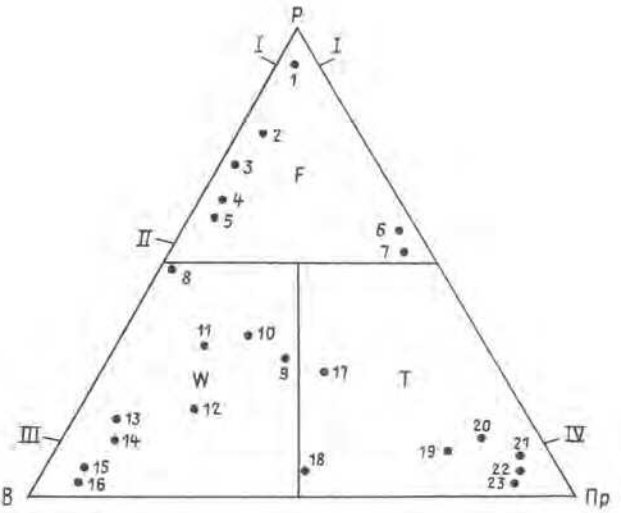


Рис. 1.6. Диаграмма, иллюстрирующая подразделение дельт на три типа по преобладанию влияния одного из трех факторов: реки (F), волнения (W) и приливов (T) по У.Е.Галловею [39]

P – принос речных наносов, B – энергия волнения, Пр – энергия приливов, влияющие на морфологию и стратиграфию дельты.

Дельты: I – продолговатые, II – лопастные, III – остроконечные, IV – эстуарные.

Дельты: 1 – Плакемин, современная лопасть Миссисипи, 2 – Сан-Бернар, лопасть Миссисипи, 3 – По, 4 – Дунай, 5 – Лафурш, лопасть Миссисипи, 6 – Юкон, 7 – Махакам, 8 – Эбро, 9 – Нигер, 10 – Ориноко, 11 – Нил, 12 – Бердекин, 13 – Рона, 14 – Келантан, 15 – Бразос, 16 – Сан-Франсиску, 17 – Меконг, 18 – Коппер, 19 – Колорадо, 20 – Ялуцзян, 21 – Флай, 22 – Ганг-Брахмапутра, 23 – Кланг-Лангат

Климатическая классификация дельт разработана А.Фолкером [304]. Выделены дельты во влажной умеренной зоне, в полуаридной зоне, во влажных тропиках, полизональные дельты, когда водосбор реки и дельта находятся в разных географических зонах, как например, в случае Нила и Сенегала. Заметим, что автор классификации дельты последнего типа ошибочно назвал зональными.

Определение эстуария. Понятие "эстуарий" происходит от латинского слова aestuarium, что означает затопляемое устье реки, лагуна, лиман, залив. Это латинское понятие, в свою очередь, проистекает от aestus – кипение, волнение, прилив или aestuo – кипеть, бурлить.

Понятие "эстуарий" применяется в географии по крайней мере в четырех довольно различных значениях.

Во-первых, как затопляемое, расширяющееся к морю устье реки [26, 184, 196], залив, возникающий при затоплении речной долины [200], непосредственно примыкающий к морю участок реки, где происходит резкое изменение ширины русла [261].

Понятие "эстуарий" как любое воронкообразное устье реки впервые вошло в географическую литературу именно в таком смысле [97, 167].

Во-вторых, как воронкообразное устье реки, подверженное влиянию приливов [28, 111, 143, 205]. Приливы как важный признак эстуария отмечает и Ф.П.Шепард [200]. Близко к данному определению также и толкование эстуария как воронкообразного залива, образовавшегося в результате подтопления низовьев речной долины и преобразованного воздействием волнового, речного и приливного факторов [197].

О.Пешель в работе 1866 г., по-видимому, был первым, кто предложил применять термин "эстуарий" не к каждому воронкообразному устью, а лишь к тем из них, которые подвержены действию приливов [167]. И.В.Самойлов пишет, что еще раньше этот термин, видимо, стали применять римляне, видевшие бурное течение во время приливов (aestuo !) в устьях рек Галлии и Британских островов [167].

В-третьих, как полузакрытый, сообщающийся с морем прибрежный водоем, где происходит смешение речных и морских вод. Впервые подобное толкование эстуария, по-видимому, дал Б.Х.Кетчум в 1950–1951 гг. [256, 257], когда определил эстуарий как "водоем, где речная вода смешивается с морской и заметно ее разбавляет".

Однако наибольшую известность получило аналогичное определение П.У.Притчарда, данное им впервые в 1952 г. и повторенное совместно с У.М.Камероном в 1965 г., и самостоятельно в 1967 г. [216, 283]. В последней работе дается такое определение эстуария, ставшее в настоящее время классическим: "эстуарий – это полузакрытый прибрежный водоем, имеющий свободную связь с открытым морем, в пределах которого морская вода заметно разбавляется пресной, поступающей с речного водосбора" [283].

Определение Притчарда прочно вошло в литературу и широко применяется в настоящее время [170, 251, 257, 273 и др.].

В-четвертых, как любое устье реки. Как уже отмечалось выше, в американской литературе стало привычным называть эстуариями любые устья, даже дельтовые [257]. Например, в классической статье Д.В.Хансена и М.Раттри [246] эстуарий назван переходной зоной между рекой и океаном, то есть почти так же, как в советской литературе часто определяли устьевую область реки [14, 143].

Чтобы разобраться в имеющейся неопределенности в определении эстуария и выбрать оптимальное, необходимо выяснить, какие же типы водных объектов считают эстуариями и какова их классификация.

Классификация эстуариев. *Геоморфологические классификации эстуариев* подразделяют эти объекты на эстуарии прибрежных равнин

(coastal plain estuaries) и фиорды [246]; затопленные речные долины (Чесапикский залив), эстуарии с береговыми барами (Памлико), фиорды, эстуарии тектонического происхождения (залив Сан-Франциско) [283]; затопленные долины, эстуарии с береговыми барами, фиорды и дельты [257]. Обратим внимание, что в последней классификации Б.Х.Кетчум дельты считает одним из типов эстуариев.

Наиболее детальна недавняя геоморфологическая классификация эстуариев Ч.Б.Оффисера [272], в которой выделены следующие типы эстуариев: 1) одиночные (залив Делавэр), 2) эстуарии с притоками (Чесапикский залив), 3) эстуарии-системы (заливы Сан-Франциско и Нью-Йоркская бухта), 4) приливные реки без расширения в сторону моря (Миссисипи), 5) фиорды, 6) приливные проливы (inlets), 7) лагуны.

В англоязычной литературе к эстуариям относят также некоторые заливы (bays, gulfs, sounds) и проливы (straits, inlets). Bays – это обычно широкие морские заливы, gulfs – большие заливы (например, Мексиканский залив), sounds – длинные широкие проливы, часто расположенные между материком и островом (Long Island Sound, Mississippi Sound), inlets – узкие извилистые проливы, часто соединяющие лагуны с морем и прорывающие барьерные острова; если эти проливы подвержены влиянию переменных приливных течений, то называются приливными проливами (tidal inlets) и часто имеют небольшие приливные дельты (tidal deltas) – со стороны лагуны приливная дельта (flood delta), со стороны моря отливная дельта (ebb delta).

И.С.Щукин [205] к эстуариям, помимо собственно приливных эстуариев, относит также риасы и лиманы. Согласно [197] риасы (от испанского ria – устье реки) – это заливы, образовавшиеся в результате ингрессии моря в низовьях речных долин на гористых морских побережьях (северо-запад Испании, юго-запад Ирландии), лиманы – вытянутые заливы, образовавшиеся в результате затопления устьевых участков равнинных рек. Лиманы бывают открытые в сторону моря (это губы) и полузакрытые, отделенные от моря косой или пересыпью.

Многие исследователи относят к эстуариям и лагуны. Согласно [197] лагуна – это мелководная часть моря, отделенная от него баром, косой, коралловым рифом и соединенная с ним узким проливом или проливами. По Ф.П.Шепарду [200], лагуна – это область прибрежного мелководья, расположенная с внутренней стороны береговых баров.

Ясно, что далеко не все лагуны даже условно можно относить к эстуариям, поскольку многие из них не имеют никакой связи с реками (лагуны на атоллах, лагуны на морских побережьях, где нет впадающих в море рек – в Австралии, на побережье Мексиканского залива и т.п.). Поэтому, по-видимому, имеет смысл среди лагун специально выделить устьевые лагуны, в которые впадают реки.

Шепард [200] отметил, что многие исследователи безуспешно пытались провести четкую границу между лагунами и эстуариями; сам же он считает,

что имеется много водоемов, которые имеют признаки как лагун, так и эстуариев, например, залив Сан-Антонио в Техасе.

По мнению Шепарда [200], отнесение фиордов к эстуариям спорно, хотя происхождение их и связано с затоплением речных и ледниковых долин.

Классификация эстуариев по характеру смешения речных и морских вод. П.У.Притчард [283] разделил все эстуарии на три класса: 1) "положительные", где пресная вода разбавляет морскую (сток воды реки вместе с осадками на поверхность эстуария превышает потери воды на испарение); 2) "обратные" эстуарии, водоемы с повышенной соленостью (испарение превышает сток и осадки); 3) "нейтральные", когда испарение полностью компенсируется стоком и осадками. Позже Притчард сохранил название "эстуарий" лишь для первого класса водоемов.

Не вполне логичную приведенную классификацию эстуариев Притчарда (у третьего класса тоже должно происходить разбавление морской воды речной) можно заменить более простой, подразделив эстуарии всего на два класса: 1) "нормальные", "классические" [132, 283, 305], в которых в процессе перемешивания вода монотонно изменяет свою соленость от свойственной пресной речной воде (то есть менее 0,5-1‰) до свойственной морской воде (от 10 до 40‰ в разных морях); 2) "обратные" (по Притчарду), "гиперсоленые", "гипергалинные" [132, 170, 276, 283, 305], в которых в связи с дефицитом притока пресных вод и повышенным испарением соленость воды превышает соленость воды в прилегающих районах моря (см. раздел 2.2).

Классификаций "нормальных" или "классических" эстуариев по степени перемешивания и стратификации вод чрезвычайно много. Начиная с О.Х.Стоммела и Х.Дж.Фармера [299, 300], У.М.Камерона и Д.У.Притчарда [216], эстуарии обычно делят на три группы: 1) хорошо (полностью) перемешанные по вертикали (well mixed, complete mixed estuaries) или вертикально однородные; 2) частично перемешанные по вертикали (partially mixed estuaries) или умеренно стратифицированные; 3) с клином соленых вод (salt wedge estuaries) или сильно стратифицированные. Эта классификация широко используется в современной литературе, только варьируются названия типов эстуариев (табл. 1.3).

Ч.Б.Оффисер [272] несколько детализировал приведенную выше классификацию. Он выделяет такие типы эстуариев: I – хорошо перемешанные (Темза), II – стратифицированные (Джемс, Мерси), III – с границей раздела: а) с клином соленых вод (Миссисипи, реки Японии), б) с неподвижным клином соленых вод (arrested salt wedge) под сильным течением пресных вод, в) фиорды, имеющие относительно застойную массу соленых вод, над которой находится тонкий слой пресных вод (норвежские фиорды летом).

В последнее время выявилось, что характер перемешивания и степень стратификации даже в конкретном эстуарии не остаются постоянными, а изменяются в пространстве (вдоль эстуария), а главное – во времени. Оказалось, что сильнейшее влияние на вертикальное перемешивание и стратифи-

кацию оказывает речной сток, сезонные колебания которого изменяют тип перемешивания и стратификации и, стало быть, и тип эстуария. Влияют на эти процессы и фазовые неравенства приливов, когда от сизигии к квадратуре также изменяется тип перемешивания и стратификации.

Таблица 1.3

Названия типов эстуариев по характеру вертикального перемешивания и стратификации

Тип	Тип эстуария по перемешиванию	Тип эстуария по стратификации
I	хорошо перемешанный [118, 123, 193, 224, 246, 257, 272, 273, 281, 298] полностью перемешанный [123, 193]	однородный по вертикали [170] вертикально однородный [246, 282] слабо стратифицированный [123]
II	частично перемешанный [118, 123, 224, 246, 281] умеренно перемешанный [118, 123]	частично стратифицированный [273, 298] умеренно стратифицированный [123, 170, 246, 282] слабо стратифицированный [193, 257, 273]
III	с клином соленых вод [123, 224, 246, 281] с неподвижным клином соленых вод (arrested salt wedge) [41, 257, 273, 298] с незначительным перемешиванием [299, 300] с границей раздела [272]	сильно стратифицированный [123, 170, 193, 246, 257, 273] высоко стратифицированный [170, 257, 273, 282]

По этим причинам, поскольку тип данного эстуария по характеру вертикального перемешивания и стратификации вод оказывается непостоянным, в известной мере утрачивает свой смысл и рассматриваемая классификация эстуариев.

Тем не менее само явление – вертикальное перемешивание и формирование стратификации вод – в эстуариях происходит, и для его типизации (а не эстуариев) мы рекомендуем использовать следующую терминологию: I – хорошее перемешивание по вертикали или отсутствие стратификации; II – умеренное (частичное) перемешивание по вертикали или умеренная стратификация; III – клин осолоненных вод или сильная стратификация. В названии III типа перемешивания и стратификации вместо слов "соленый клин", "клин соленых вод" (salt wedge) рекомендуется использовать понятие "клин осолоненных вод", так как по классификации природных вод по минерализации (солености) [47], строго говоря, к соленым водам относятся лишь воды с соленостью более 25‰ (точнее 24,7‰), а в реальных условиях в "соленом клине" часто находятся воды менее соленые, чем в море, и часто относящиеся к классу солоноватых вод (1–25‰). В любом случае, вода в "соленом клине" имеет соленость, меньшую, чем в море, и поэтому правильнее применять термин "клин осолоненных вод", что лучше соответствует действительности.

Критерием выделения трех указанных типов смешения может служить предложенное Д.В.Хансеном и М.Раттри [246] и широко используемое [123, 163, 193] отношение

$$n = \Delta S / S_m , \qquad (1.3)$$

называемое "параметром стратификации". Здесь ΔS – разница солености придонных ($S_{дно}$) и поверхностных ($S_{пов}$) вод: $\Delta S = S_{дно} - S_{пов}$, а $S_m = 0{,}5 \cdot (S_{дно} + S_{пов})$. При $n < 0{,}1$ отмечается хорошее перемешивание, при $0{,}1 < n < 1$ – частичное перемешивание, при $n > 1$ – клин осолоненных вод.

Д.В.Хансен и М.Раттри [246] разработали стратификационно-циркуляционную классификацию эстуариев. Степень стратификации определяется по осредненному во времени (за приливный цикл) относительному вертикальному градиенту солености воды, то есть с помощью "параметра стратификации" $\Delta S / S_m$, а характер циркуляции описывается отношением u_s / v_f , где u_s – осредненная во времени продольная поверхностная скорость течения, v_f – осредненная во времени средняя скорость всего потока, то есть средняя скорость течения, обусловленная речным стоком. С увеличением параметра $\Delta S / S_m$ возрастает степень стратификации, с увеличением отношения u_s / v_f – степень влияния приливов.

Хансен и Раттри предложили специальную стратификационно-циркуляционную диаграмму (рис. 1.7), с помощью которой выделены 7 типов стратификации и циркуляции в эстуариях:

1. Результирующий поток на всех глубинах направлен к морю и поток солей вверх по эстуарию определяется диффузией. Тип 1*a*– это типичный хорошо перемешанный эстуарий со слабой соленостной стратификацией, тип 1*b* – ощутимая стратификация.

2. Результирующий поток изменяет свое направление с глубиной, в процесс переноса солей вверх по эстуарию заметный вклад вносят как адвекция, так и диффузия. Типы 2*a* и 2*b* – аналогичны типам 1*a* и 1*b*, то есть относятся соответственно к хорошо перемешанным и стратифицированным эстуариям.

3. Этот тип отличается от типа 2 преобладанием адвекции в переносе солей вверх по эстуарию (ее вклад более 99%). Тип 3*a* – слабая стратификация, тип 3*b* – эстуарий с глубоким нижним слоем, в котором градиенты солености и циркуляция не достигают дна, что характерно для фиордов.

4. Эстуарии с клином соленых вод и сильной стратификацией. Это – либо поток в толстом верхнем слое, текущем над тонким нижним слоем, мало оказывающим воздействие на верхний слой, либо поток в тонком верхнем слое, текущем над глубоким нижним слоем, не оказывающим какого-либо влияния на верхний слой.

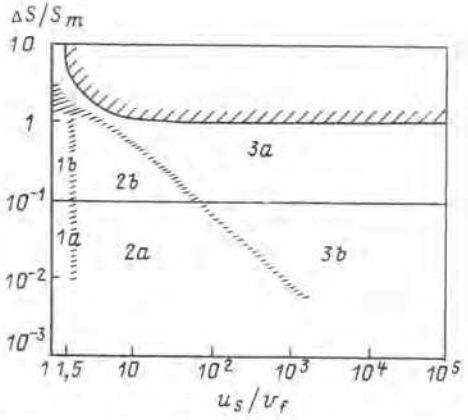


Рис. 1.7. Стратификационно-циркуляционная диаграмма Д.В.Хансена и М.Раттри [246]. Обозначения см. в тексте

Диаграмма Хансена и Раттри широко используется для анализа стратификации и циркуляции вод в эстуариях и их изменения в зависимости от колебаний речного стока и приливов [163, 220, 294 и др.].

Классификации эстуариев по характеру приливов. К.Р.Дайер [225] делит все эстуарии по величине приливов на микроприливные с величиной прилива менее 2 м, мезоприливные с величинами приливов от 2 до 4

и макроприливные с величинами приливов более 4 м. Ю.В.Лупачев [104] для "приливной" классификации эстуариев использует не величину прилива, а его энергию на единицу площади водной поверхности $E = \frac{1}{8}\rho g A^2$, где ρ – плотность воды, g – ускорение свободного падения, A – величина прилива. Эстуарии подразделяются на эстуарии со слабым воздействием приливов ($E \leq 2$ кДж/м^2), с умеренным воздействием приливов ($2 < E \leq 10$), с сильным воздействием приливов ($E > 10$). Между классификациями Дайера и Лупачева имеется некоторое несоответствие. Если перевести градации величины прилива (2 и 4 м) в энергию, то получим соответственно 4,9 и 19,6 кДж/м^2, а если перевести градации энергии (2 и 10 кДж/м^2) в величины приливов, то получим соответственно 1,6 и 2,8 м.

Однако более интересны подмеченные Дайером грубая связь характера приливов с типом перемешивания вод в эстуарии [225], а Лупачевым – связь характера приливов с особенностями формы устья [104], правда, ошибочно названного устьевым участком реки. Эта взаимосвязь отражена в табл. 1.4.

Таблица 1.4

Связь характера приливов с особенностями формы реки и типом вертикального перемешивания

Воздействие приливов	Форма устья [104]	Тип перемешивания [225]
Слабое (микроприливные условия)	дельта	клин осолоненных вод
Среднее (мезоприливные условия)	однорукавное с устьевым расширением	умеренное
Сильное (макроприливные условия)	эстуарий	хорошее

Что же такое эстуарий? Вернемся к определению эстуария. Из всего вышеизложенного следует, во-первых, что эстуарий – это не тип устья, как полагают некоторые исследователи [99, 100, 205], так как часть устья находится за пределами эстуария (это – как участок реки, обычно с приливами и с пресными водами, так и открытая часть устьевого взморья), а, во-вторых, что эстуарий – не участок реки [261] и не тип устьевого участка [104, 162], а устьевое взморье – именно его полузакрытая часть.

Наиболее часто упоминаемые признаки эстуария – это полузакрытый характер водоема, смешение речных и морских вод и действие приливов.

По нашему мнению, для упрощения толкования термина "эстуарий" из перечисленных признаков необходимо оставить лишь первый – полузакрытый характер устьевого взморья при обязательном наличии втекающей реки. Условие о смешении речных и морских вод в пределах такого полузакрытого взморья выполняется автоматически, по крайней мере в некоторые сезоны года. Приливы же не должны быть обязательным признаком эстуария в широком смысле этого понятия.

Поэтому предлагается следующее простое определение эстуария: "эстуарий – это полузакрытое устьевое взморье".

При такой расширенной трактовке понятия "эстуарий" к этим водным объектам надо отнести полузакрытые взморья (при обязательном наличии реки!) следующих типов (рис. 1.8.): заливы любой формы, за исключением очень широких, которые нельзя признать за полузакрытое взморье; узкие заливы, не отгороженные косами или пересыпями от моря: губы, риасы, фирды; заливы, отгороженные от моря косами и пересыпями: затопленные долины – лиманы, лагуны (при обязательном наличии реки), а также воронкообразные приливные взморья, то есть собственно приливные эстуарии.

Комплексная классификация устьевых областей рек. Очевидно, что достаточно полная классификация устьевых областей рек невозможна на базе только гидрологических или только морфологических признаков. Поскольку устьевая область имеет в своем составе две разнородные и по режиму и по морфологии части – устьевой участок реки и устьевое взморье, – черты этих двух частей должны рассматриваться в такой классификации отдельно.

Попытка классификации устьевых областей рек по комплексу признаков методом индексации была предпринята ранее автором обзора [119]. По чертам гидрологического режима выделены устьевые участки рек: IA – с весенним половодьем, IБ – с половодьем в теплую часть года, IВ – с паводочным режимом; устьевые взморья: IIA – с приливами, IIБ – со сгонно-нагонными явлениями, IIВ – с приливами и сгонно-нагонными явлениями.

По морфологии устьевые участки рек отнесены к двум типам: IIIA – дельтовым (IIIAа – многорукавным, IIIAб – мало- и безрукавным) и IV – эстуарийным. По морфологии устьевые взморья подразделены на VA – открытые и VБ – закрытые, VIA – приглубые и VIБ – отмелые. Заметим, что здесь ошибочно эстуарий назван типом устьевого участка реки, и применен устаревший термин – закрытое устьевое взморье.

Согласно этой классификации любая устьевая область получает свой комплексный индекс в зависимости от индексов гидрологического режима и морфологии устьевого участка реки и устьевого взморья, например, IA, IIБ, IIIAа, VA, VIБ (устье Волги); IВ, IIIВ, IV, VБ, VIБ (устье Темзы), IВ, IIБ, IIIAб, VA, VIA (устье Сулака).

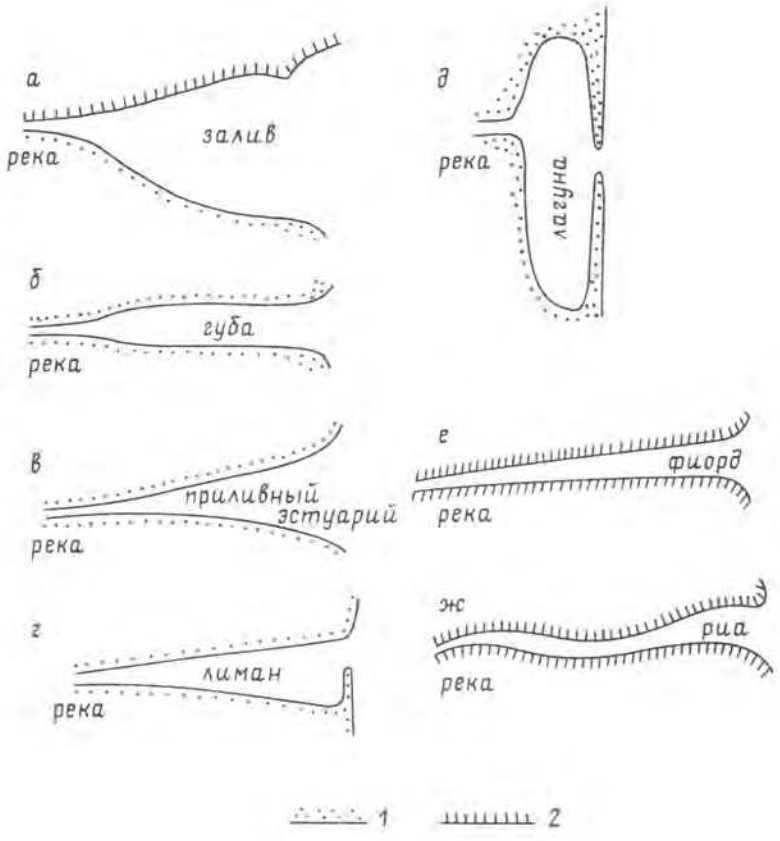


Рис. 1.8. Различные виды полузакрытых устьевых взморьев эстуарного типа
а – залив, б – губа, в – собственно приливный эстуарий, г – лиман, д – лагуна, е – фиорд, ж – ри а. Берега: 1 – низменные аккумулятивные, 2 – гористые

Интересная попытка комплексной классификации дельт предпринята Дж.М.Колеманом и Л.Д.Райтом [83]. Классификационные признаки дельт даются качественно либо словесно, либо с помощью индексов. Так, климат дельт мира подразделен на арктический (Колвилл, Лена), субарктический (Печора), умеренный (По), сухой степной (Днепр), сухой субтропический (Инд), гумидный субтропический (Миссисипи), сухой пустынный (Нил), сухой тропический (Годавари, Хуанхэ), гумидный тропический (Амазонка, Меконг). Выделены три типа русловой сети дельт: I – ветвящаяся, II – переплетающаяся, III – из отдельных русел. Основное русло в дельте бывает четырех типов: прямое (Маккензи), воронкообразное (Меконг), сужающееся (Нигер), отклоненное (Тана в Кении). Выделены три типа смещения дельт:

I – смещение лопастей, II – смещение рукавов, III – устьевое удлинение. По форме и тектонике приемные водоемы подразделены на 5 типов: I – узкий прогиб, река впадает сбоку, II – узкий прогиб, река впадает с его закрытого конца (Ла-Плата); III – район опускания суши вблизи береговой линии (Нигер, Янцзы), IV – зона активного опускания в сторону моря от береговой линии (Парана, Сенегал), V – закрытые или полузакрытые бассейны (Черное море, Мексиканский залив). Эти же авторы [83] на основании обработки фактических данных по морфологии 30 дельт мира применили кластерный анализ и разбили дельты на 6 групп по чертам морфологического сходства.

Ниже будет приведена новая комплексная гидролого-морфологическая классификация устьевых областей рек, учитывающая как морфологические особенности устья в целом и отдельно устьевого участка реки и устьевого взморья, так и особенности гидрологического режима обеих частей устьевой области.

Морфологические классификационные признаки. Новая морфологическая классификация устьев рек является упрощенным вариантом ранее разработанной автором классификации [122, 124, 136] и изложенной выше (рис. 1.3, табл. 1.1). В новой классификации все многообразие устьевых взморьев сведено лишь к двум типам – открытому и полузакрытому (эстуарному). Последний тип имеет два подтипа – без блокирующей косы и со свободным водообменом с морем (к этому подтипу относятся заливы, губы, риасы, фиорды) и с блокирующей косой и с затрудненным водообменом с морем (лиманы, лагуны).

Поэтому все устьевые области рек по своему строению подразделяются на четыре основных типа (рис. 1.9 и табл. 1.5). Возможны лишь два генетических ряда эволюции устьевых областей рек: I → IV и II → III → IV (рис. 1.9).

В качестве дополнительных морфологических признаков в классификации используются (табл. 1.6) для дельтового устьевого участка реки - количество рукавов, по ГОСТу [144], степень изрезанности и выдвинутости в море морского края дельты, по В.Н.Михайлову (табл. 1.2, рис. 1.5) [136], интенсивность отступания (выдвижения) морского края дельты; для устьевого взморья – преобладающий характер глубин.

Гидрологические классификационные признаки. В качестве гидрологических классификационных признаков для устьевого участка реки используются лишь три основных (табл. 1.7) – характер водного режима и питания, средняя мутность воды (градации взяты по Г.И.Шамову [199] с некоторыми упрощениями), характер ледового режима.

Из гидрологических классификационных признаков для устьевого взморья взяты (табл. 1.7): характер изменения фонового уровня моря, величины приливов, по Ю.В.Лупачеву [104], величины нагонов, преобладающие течения, энергия волнения, по Дж.М.Колеману и Л.Д.Райту [83, 309], соленость вод взморья по ГОСТу [47], характер ледового режима.

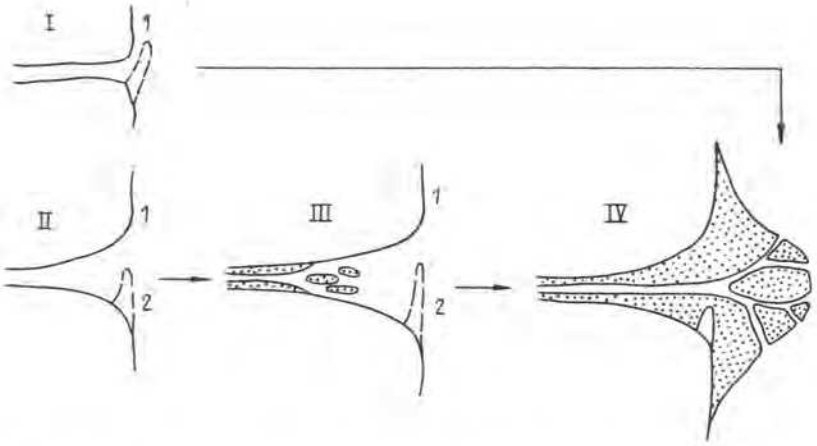


Рис. 1.9. Типы устьевых областей рек по морфологии и их генетические ряды
Устьевые области: I – простая, II – эстуарная, III – эстуарно-дельтовая, IV – дельтовая. Остальные обозначения см. в тексте и в табл. 1.5.

Приведенная классификация легко может быть применена к так называемым "одинарным" устьевым областям, когда данное устье имеет в своем составе один устьевой участок (то есть одну впадающую в приемный водоем реку) и одно взморье. Сложнее будет обстоять дело в случае "комплексных" устьевых областей рек, имеющих в своем составе либо несколько устьевых участков (в приемный водоем впадает сразу несколько рек), либо несколько устьевых взморьев. Особенно часто встречается первый случай: например, Днепр и Юж.Буг образуют общую комплексную Днепро-Бугскую устьевую область с двумя устьевыми участками и одним общим полузакрытым взморьем – Днепро-Бугским лиманом [93]; схожую комплексную устьевую область составляют Обь, Пур, Таз (Обь-Тазовская устьевая область [70]). Саскуэханна, Потомак, Йорк, Джемс и др. притоки Чесапикского залива [272]. При этом устьевые участки одних рек-притоков могут быть с дельтами, а другие – без них. Во всех этих примерах в общее полузакрытое устьевое взморье впадает несколько крупных рек, имеющих в пределах устьевой области свои устьевые участки с разными морфологическими и гидрологическими характеристиками.

Во втором, более редком случае, одна река в своей устьевой области образует два устьевых взморья, как например, Амур в Охотском и Японском морях, разделенных островом Сахалин. Естественно, что черты гидрологии, например, характер приливов и ледового режима у обоих взморьев различны.

Таблица 1.5

Классификация устьевых областей рек и их частей по морфологии

Устьевой участок реки	Устьевое взморье	Устьевая область реки		Примеры устьевых областей рек
Однорукавный (бездельтовый)	открытое	I	простая	блокированные и неблокированные устья малых рек Кавказского побережья Черного моря, западного побережья Каспийского моря
	полузакрытое (эстуарий)	II	эстуарная	
	– без блокирующей косы	II_1	эстуарная без блокирующей косы	Мезени, Кулоя, Юж. Буга, Темзы
	– с блокирующей косой	II_2	эстуарная с блокирующей косой	Делавэр
Мало- или многорукавный (дельтовый)	полузакрытое	III	эстуарно-дельтовая (с дельтой выполнения)	
	– без блокирующей косы	III_1	эстуарно-дельтовая без блокирующей косы	Оби, Енисея
	– с блокирующей косой	III_2	эстуарно-дельтовая с блокирующей косой	Днестра, Печоры, Немана, Вислы
	открытое	IV	дельтовая (с дельтой выдвижения)	Волги, Лены, Роны, По, Миссисипи, Хуанхэ

Таблица 1.6

Дополнительные морфологические классификационные признаки устьевых областей рек

Признак	Типы	
Для дельтового устьевого участка реки		
Устьевой участок по количеству рукавов (А)	$А_1$ –	малорукавный (число рукавов $n \leq 5$)
	$А_2$ –	многорукавный ($n > 5$)
Морской край дельты (МКД) по степени изрезанности и выдвинутости (Б)	$Б_1$ –	прямолинейный (параметр изрезанности МКД K = 1...1,4; параметр выдвинутости МКД N = 0 ... 0,5)
	$Б_2$ –	дугообразный, выровненный (K = 1 ... 1,4; N = 0,5 ... 1)
	$Б_3$ –	дугообразный, изрезанный (K = 1,4 ... 1,7; N = 1 ... 2)
	$Б_4$ –	лопастной, слаборасчлененный (K = 1,7 ... 2,4; N = 2 ... 4)
	$Б_5$ –	лопастной, сильно расчлененный ($K > 2,4$; $N > 4$)
Морской край дельты (МКД) по интенсивности отступания (выдвижения) (В)	$В_1$ –	сильно отступающий (> 5 м/год)
	$В_2$ –	слабо отступающий (≤5 м/год)
	$В_3$ –	стабильный
	$В_4$ –	слабо выдвигающийся (≤ 5 м/год)
	$В_5$ –	сильно выдвигающийся (> 5 м/год)
Для устьевого взморья		
Устьевое взморье по преобладающим глубинам (Г)	$Г_1$ –	отмелое
	$Г_2$ –	приглубое

Таблица 1.7

Гидрологические классификационные признаки устьевых областей рек

Признак	Типы
Для устьевого участка реки	
Устьевой участок по характеру водного режима и питания (K)	K_1 – с длительным половодьем; $K_{1а}$ – дождевым, $K_{1б}$ – снеговым, $K_{1в}$ – ледниковым
	K_2 – с паводковым режимом (преобладают дождевые паводки)
Мутность воды (средняя) (L)	L_1 – очень малая (≤ 50 г/м^3)
	L_2 – малая (50–100 г/м^3)
	L_3 – средняя (150–500 г/м^3)
	L_4 – большая (500–1000 г/м^3)
	L_5 – очень большая (1000–4000 г/м^3)
	L_6 – чрезвычайно большая (> 4000 г/м^3)
Устьевой участок по характеру ледового режима (M)	M_1 – незамерзающий
	M_2 – с неустойчивым ледяным покровом
	M_3 – замерзающий
	M_4 – с заторами
Для устьевого взморья	
Относительный фоновый уровень моря с учетом тектонических движений и проседания дельтовых отложений (O)	O_1 – быстро понижающийся (> 1 см/год)
	O_2 – медленно понижающийся (≤ 1 см/год)
	O_3 – стабильный
	O_4 – медленно повышающийся (≤ 1 см/год)
	O_5 – быстро повышающийся (> 1 см/год)
Устьевое взморье по величине (сизигийных) приливов (P)	P_1 – неприливное ($E_{пр} \le 0{,}1$ кДж/м^2, $H_{пр} \le 0{,}3$ м)
	P_2 – микроприливное ($0{,}1 < E_{пр} \le 2$ кДж/м^2, $0{,}3 < H_{пр} \le 1{,}6$ м)
	P_3 – мезоприливное ($2 < E_{пр} \le 10$ кДж/м^2, $1{,}6 < H_{пр} \le 2{,}8$)
	P_4 – макроприливное ($E_{пр} > 10$ кДж/м^2, $H_{пр} > 2{,}8$ м)
Нагоны (средние из максимальных годовых) (Q)	Q_1 – слабые ($H_{нг} \le 0{,}3$ м)
	Q_2 – умеренные ($0{,}3 < H_{нг} \le 1$ м)
	Q_3 – сильные ($H_{нг} > 1$ м)
Преобладающие течения (S)	S_1 – стоковые
	S_2 – ветровые
	S_3 – приливные
Волнение (среднее) (T)	T_1 – слабое ($Э \le 3$ Вт/м)
	T_2 – умеренное ($3 < Э \le 60$ Вт/м)
	T_3 – сильное ($Э > 60$ Вт/м)
Воды устьевого взморья на морской границе по величине солености (V)	V_1 – пресные (S‰ ≤ 1‰)
	V_2 – солоноватые ($1 < S$‰ ≤ 25‰)
	V_3 – соленые (S‰ > 25‰)
Устьевое взморье по характеру ледового режима (W)	W_1 – незамерзающее
	W_2 – с дрейфующими льдами
	W_3 – с устойчивым припаем
	W_4 – полностью замерзающее

1.3. Районирование устьевых областей рек

Районирование устьевых областей и их частей – устьевых участков рек и устьевых взморьев – обычно осуществляют с учетом противоположно направленных воздействий моря на реку (приливные или нагонные колебания уровня, проникновение в реку обратных течений и осолоненных вод) и реки на моря (опреснение, распространение в море речных наносов и стоковых течений) (рис. 1.10).



Рис. 1.10. Схема взаимодействия реки и моря в устьевой области реки

Выделять в низовьях рек подверженный воздействию приливов приливный участок реки (tidal river, tidal part, tidal reach) начали в русской и зарубежной географической литературе, по-видимому, давно. Однако смысл, вкладываемый в понятие "приливный", оказывается разным. Так, В.Е.Ляхницкий [109] приливным называл участок, где наблюдаются обратные течения, вызываемые приливами. Участок, подверженный воздействию приливных колебаний уровня, он называл морским. При этом положение "верховых границ" и морского, и приливного участков, по В.Е.Ляхницкому, изменялось

в зависимости от расхода воды реки и характера прилива (сизигия, квадратура). Однако Ляхницкий отмечал, что длина морского участка составляет не более 150 км на английских и французских реках, на Сев.Двине – около 90 верст (96 км), Печоре – 80 верст (85 км), Мезени – 100 верст (107 км), Амазонке – 1500 км.

Участок, подверженный приливным колебаниям уровня, называл морским также Ж.Ларра [261].

Районирование устьевого участка приливной реки Ляхницкого повторил А.В.Серебряков [172]. Но он, во-первых, уточнил, что верхняя граница приливного участка с обратными течениями и морского с приливными колебаниями уровня принимается при меженных расходах воды и сизигийных приливах (то есть длины этих участков для данной реки постоянны), а, во-вторых, ввел понятие осолоненного участка реки, куда при меженных расходах воды и сизигийных приливах проникают осолоненные воды. В другом же месте своей статьи Серебряков указал, что длина осолоненного участка зависит от величины расхода воды. Здесь выявилось противоречие между "текущей" (переменной) длиной выделяемых участков и их максимальными значениями.

И.В.Самойлов [167] участок, куда при наименьших расходах воды реки распространяются приливные или нагонные колебания уровня, называл приморским.

В современной зарубежной литературе приливным называют участок, где наблюдаются приливные колебания уровня. А.Фолкер [303] отмечает, что длина и приливного участка (tidal reach), и осолоненного (salt-water reach) изменяется с изменением расхода воды реки.

В ГОСТе [143] приливным участком считается часть нижнего течения реки, на котором бывают приливные колебания уровня, нагонным – нагонные колебания уровня, участком с обратными течениями – часть нижнего течения реки, на которой бывают вызванные влиянием моря обратные течения, осолоненным участком – куда проникают осолоненные воды. При этом условия для выделения границ участков (расходы воды реки, характер приливов) не оговариваются.

В.В.Иванов [70] выделяет в низовьях реки в области взаимодействия реки и моря следующие зоны: зону нагонных и приливных колебаний уровня моря (переменного подпора), зону переменных по направлению течений (обратных течений) и зону осолоненных вод, куда проникают морские воды в период нагонов и приливов. При этом подчеркивается, что верхние границы этих зон непостоянны и смещаются по длине реки в зависимости от величины речного стока и уровня моря. В то же время верхняя (речная) граница устьевой области реки определяется по дальности распространения непериодических (нагоны) и периодических (приливы) колебаний уровня моря в период наименьших значений речного стока.

Д.Дж.Рочфорд [257, 272, 285] выделял в эстуариях четыре зоны: пресноводную, градиентную (по градиентам солености при среднем расходе воды), приливную и морскую. Это районирование выглядит нелогичным, так как приливы наблюдаются и в морской, и в градиентных зонах, а пресноводная зона может и не входить в состав эстуария.

Верхнюю границу эстуария Д.У.Притчард [283] выделял по солености воды 0,1 ‰ и отмечал, что выше находится пресноводная зона с приливными течениями. Рубеж 0,1 ‰ очень сомнителен, так как речные воды обычно имеют минерализацию не менее 150–200 мг/л, то есть 0,15–0,20‰ .

Б.Х.Кетчум [256, 257] выделял в качестве верхней границы эстуария створ, где объем воды, накапливающийся при изменении уровня от малой до полной воды (то есть приливная призма), равен речному стоку за половину приливного цикла. Выше этой границы эстуария, названной "динамической", находится приливный участок реки (tidal river). Кетчум приводит два примера: на р. Гудзон пресная вода отмечается на расстоянии 120 км от открытого моря (Покипси), а приливные колебания уровня распространяются выше этого пункта еще на 120 км. В Филадельфии (устье Делавэр, 110 км от открытого моря) вода пресная, а приливные колебания уровня распространяются выше этого пункта еще на 100 км.

По морфологии на устьевом участке реки могут быть выделены лишь два участка – придельтовый и дельтовый, и то лишь при наличии дельты [70, 91, 118, 136, 167].

Еще более сложно районирование устьевого взморья. И.В.Самойлов [167] внешнюю границу взморья выделял по свалу глубин. Б.Х.Кетчум [257] морскую границу эстуария определял геоморфологически как место выхода из эстуария в море. Но в то же время нелогично выглядит выделение им эстуарной зоны в море, где наблюлаются опресненные воды, иногда распространяющиеся о данным самого Кетчума, на сотни километров (90 км в устье Миссисипи, 500 км в устье Амазонки, на площади около 1500 км^2 в Нью-Йоркой бухте вблизи устья Гудзона).

Н.А.Скриптунов [179] выделяет внешнюю (морскую) границу взморья (и устьевой области реки в целом) по величине солености воды, равной 90 % солености вод моря (при этом не указывается, относится ли это к средним условиям стока или к половодью). На устьевом взморье Скриптунов выделяет две зоны – транзита, с соленостью воды менее 2‰, и зону смешения.

В.В.Иванов [70] в качестве морской границы устьевой области применительно к устьям арктических рек называет либо среднее положение гидрологического фронта в период наибольших расходов воды, либо свал глубин, если гидрологический фронт располагается при этих условиях между свалом глубин и морским краем дельты. В другой статье морские границы устьевых областей, в составе которых имеются полузакрытые взморья (Обская, Енисейская губы), выделяются геоморфологически по месту выхода из этих губ в море [57]. В пределах устьевого взморья Иванов [70] выделяет два рай-

она – отмелый (мелководный, баровый) и приглубый (прибаровый), а также зону пресных вод со стоковыми течениями, зону пресных вод со стоково-ветровыми течениями, зону со стоково-приливными течениями, зону осолоненных вод. Границы этих зон изменяются в зависимости от сезонов года и состояния моря, при этом предельные границы зон устанавливаются в периоды наибольшего влияния речного стока.

Границу между дельтой и устьевым взморьем обычно проводят по морскому краю дельты, а в месте выхода рукавов в море – по устьевому створу (концам устьевых кос) [14, 15, 118, 135, 136, 179] и лишь в некоторых работах [91] мелководный баровый район, иногда называемый авандельтой, неоправданно относят не ко взморью, а к дельте.

Подводя итоги анализу довольно противоречивых концепций районирования устьевых областей рек, можно прийти к следующим заключениям:

1. Если выделение частей (районов) устьевой области по морфологическим признакам в большинстве случаев сложности не представляет, то определение границ участков (зон) по гидрологическим признакам сопряжено с большими трудностями и противоречиями из-за непостоянства длин таких участков (зон) в связи с изменениями определяющих факторов – стока воды реки, приливов, нагонов.

С научной и практической точки зрения важно знать, как "текущее" положение той или иной границы зависит от речных и морских факторов. Но также необходимо иметь представление (что важно и в методическом отношении) и о некотором предельном положении границ, охватывающих ту часть устьевой области, где рассматриваемое явление может иметь место.

Для внесения ясности в вопрос о гидрологических границах на устьевом участке реки и устьевом взморье автор обзора предлагает четко различать: 1) "текущее" положение той или иной границы и соответственно "текущую" протяженность зоны, зависящие в общем случае от расхода воды реки $Q_р$, величины прилива $\Delta H_{пр}$ или нагона $\Delta H_{нг}$ на взморье: $L^{I} = f(Q_р, \Delta H_{пр}$ или $\Delta H_{нг}$; 2) предельное положение границы и соответственно предельную протяженность зоны при некоторых наиболее благоприятных для данного явления условиях: минимальном расходе воды для выделения границ на устьевом участке реки и максимального расхода воды при выделении границ на устьевом взморье.

В связи с этим предлагается выделять на устьевом участке реки *зоны*: приливную, нагонную, с обратными течениями, с осолоненными водами с переменными во времени границами (их изменяющиеся длины обозначать соответственно $L^{I}_{пр}$, $L^{II}_{пр}$ и т.д., $L^{I}_{нг}$, $L^{II}_{нг}$ и т.д., $L^{I}_{обр.т}$, $L^{II}_{обр.т}$ и т.д., L^{I}_{S}, L^{II}_{S} и т.д.); предельное же положение зон называть *участками*: приливным, нагонным, с обратными течениями, с осолоненными водами, а их длины обозначать соответственно $L_{пр}$, $L_{нг}$, $L_{обр.т}$, L_S (рис. 1.11а, б).

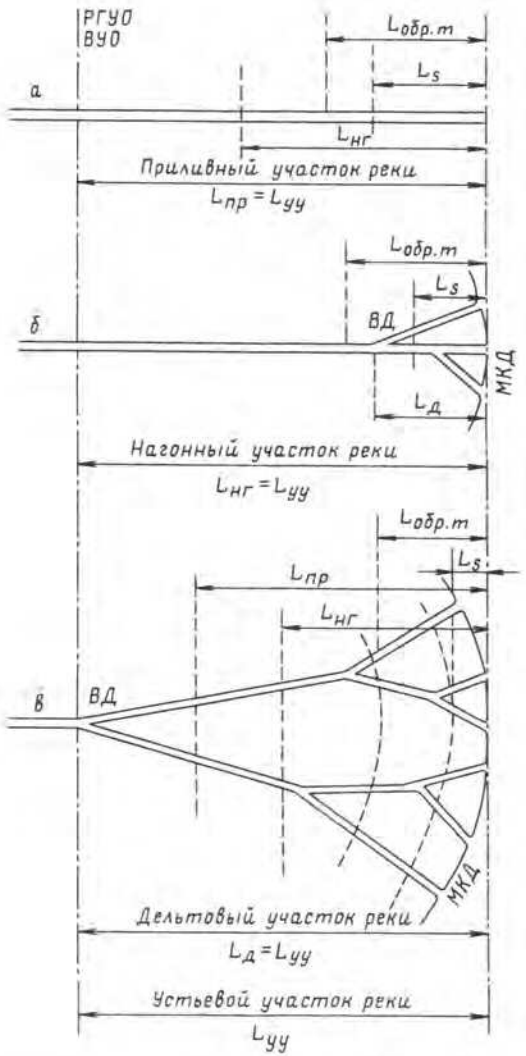


Рис. 1.11. Схема районирования устьевого участка реки в случаях: однорукавного устья и преобладания приливов над нагонами (а), небольшой дельты и преобладания нагонов над приливами (б), крупной дельты и преобладания приливов над нагонами (в)

Длины участков: $L_{пр}$ – приливного, $L_{нг}$ – нагонного, $L_{обр.т}$ – с обратными течениями, L_s – с осолоненными водами (осолоненного), $L_д$ – дельтового, $L_{уу}$ – устьевого.

РГУО – речная граница устьевой области (устьевого участка реки), ВУО – вершина устьевой области, ВД – вершина дельты, МКД – морской край дельты

Значения как "текущих" длин зон (L^{I}, L^{II}, L^{III} и т.д.) так и их предельных размеров, то есть длин участков (L), отсчитываются от устьевого створа реки, то есть от места выхода реки на взморье или от морского края дельты. При этом на основании данных наблюдений и теоретических представлений (рис. 1.10, 1.11; см. также разд. 2.1) выявляются следующие соотношения как между одновременными (синхронными) длинами зон (L^{i}), так и между их максимальной протяженностью, то есть длинами участков (L):

$$L^{i}_{пр} > L^{i}_{обр.т} > L^{i}_{S} \qquad (1.4)$$

или

$$L^{i}_{нг} > L^{i}_{обр.т} > L^{i}_{S}, \qquad (1.5)$$

$$L_{пр} > L_{обр.т} > L_{S} \qquad (1.6)$$

или

$$L_{нг} > L_{обр.т} > L_{S}. \qquad (1.7)$$

Иначе говоря, на наибольшее расстояние распространяются приливные или нагонные колебания уровня, на меньшее расстояние – соответствующие этим явлениям обратные течения и на самое наименьшее – осолоненные воды.

На устьевом взморье аналогично можно выделить зоны с переменными во времени границами. По солености воды выделяются *зоны*: пресноводная (транзита речных вод) и смешения речных и морских вод (или просто смешения) с текущими размерами $L^{I}_{прес}$, $L^{II}_{прес}$ и т.д. и $L^{I}_{см}$, $L^{II}_{см}$ и т.д. Предельное положение этих зон в период повышенного стока реки определяет *районы*, соответственно пресноводный и смешения речных и морских вод (или просто смешения) (рис. 1.12а) с протяженностью $L_{прес}$ и $L_{см}$, причем в сумме размеры этих районов дают ширину устьевого взморья:

$$L_{прес} + L_{см} = L_{ув}. \qquad (1.8)$$

По характеру течений на устьевом взморье выделяются *зоны* с переменными границами: стоковых, стоково-ветровых, ветровых, стоково-приливных, приливных течений. Области распространения стоковых и стоково-ветровых течений при больших расходах воды реки можно назвать соответственно *районами* стоковых и стоково-ветровых течений (рис. 1.12б). Вопросы районирования приливного устьевого взморья представляются наиболее сложными, и в настоящее время они еще не разработаны.

На устьевом взморье можно выделить также переменную по площади *зону* мутных вод и *район* мутных вод по предельному распространению их в море во время половодья (рис. 1.12в).

2. Не вполне определенны критерии выделения предельных границ зон, то есть протяженности участков и районов. Во многих работах соответствующие гидрологические условия (величины расхода воды, приливов, нагонов) вообще обходятся молчанием; иногда эти условия указываются

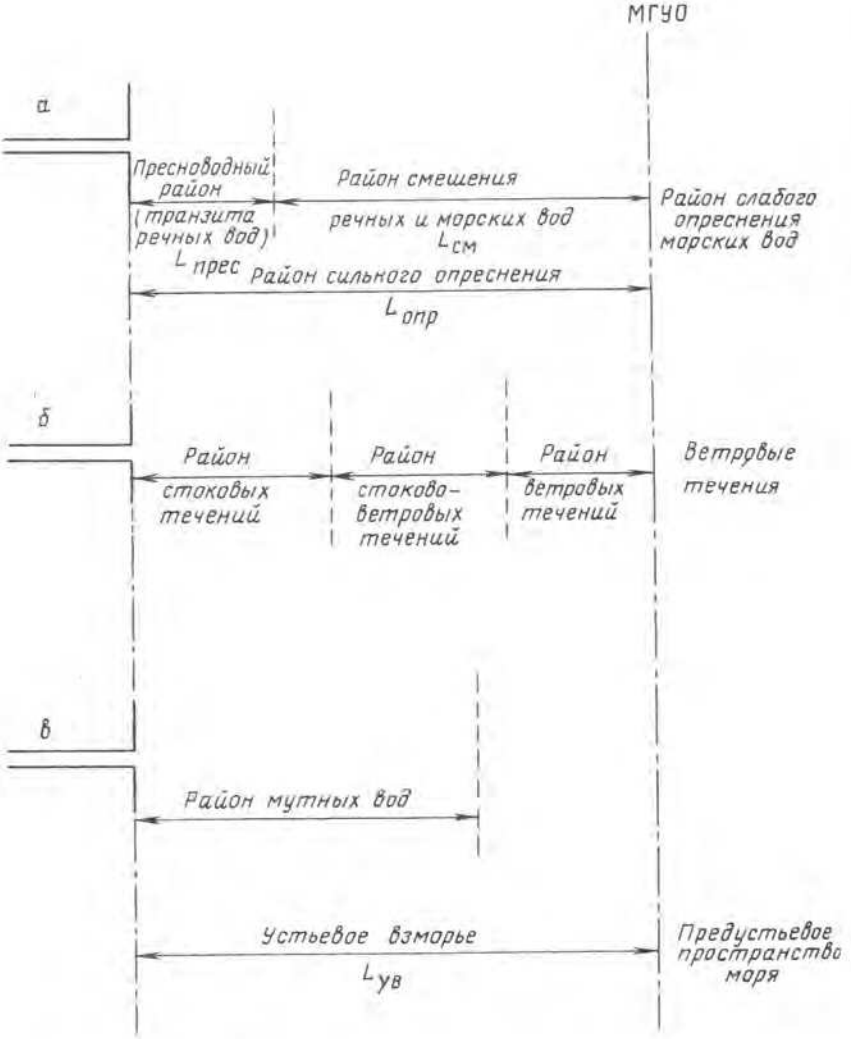


Рис. 1.12. Схема районирования устьевого взморья по характеру смешения речных и морских вод (*а*), течений (*б*), мутности воды (*в*)

Ширина: $L_{прес}$ – пресноводного района, $L_{см}$ – района смешения, $L_{ув}$ – устьевого взморья

качественно: например, "при наименьших (меженных) расходах воды" для устьевого участка реки [70, 136, 172] или наоборот "при наибольших

(максимальных) расходах воды" для устьевого взморья [70, 104, 118, 136]. Иногда оговаривается, что речь идет о средних условиях стока [285].

Величины приливов указываются либо средние [303], либо в сизигию [104, 123, 136], о величинах нагонов упоминаний обычно не бывает.

Попытка придать выбору границ при районировании устьев рек количественную вероятностную оценку предпринята автором обзора в [118]. Избран следующий принцип: при вероятностной оценке явлений, определяющих положение тех или иных границ, должны быть отброшены крайности, то есть исключительные и редко повторяющиеся случаи (катастрофически большие или наоборот очень малые расходы воды, катастрофические нагоны и т.д.), ибо при определении границ участков и районов в такие ситуации неизбежно неоправданно расширялись бы границы всей устьевой области. В то же время были отвергнуты и "средние условия" определяющих факторов, при которых, наоборот, границы устьевой области неоправданно сокращались бы. В качестве критериев "отсечения" редко повторяющихся явлений приняты их обеспеченности либо 5 и 95% [118], то есть повторяемость явления 1 раз в 20 лет, либо 10 и 90% [136], то есть повторяемость явления 1 раз в 10 лет. Малые обеспеченности применяются для максимального стока и величин нагонов, большие – для минимального стока. Этот весьма важный в методическом отношении вопрос требует дальнейшей проработки.

Укажем на одну из областей применимости статистических приемов определения границ участков устьевой области реки. Вопрос о возможном изменении дальности влияния морских факторов на режим неприливного устья реки в результате зарегулирования стока может быть решен лишь с помощью установления эмпирической зависимости $L_{нг} = f(Q_р, \Delta H_{нг})$ и статистической оценки изменения величин $Q_р$ и $\Delta H_{нг}$ для некоторых "характерных" величин обеспеченности после зарегулирования стока. Такая задача была решена для устья Дона [40, 118, 163].

3. Вопрос о примате гидрологических или морфологических признаков при районировании устьевых областей рек весьма сложен и до конца еще не разрешен. Наиболее обоснованным должен быть признан такой подход: как верхняя (речная) граница устьевого участка реки и устьевой области в целом (вершина устьевой области) (РГУО, ВУО), так и морская граница устьевого участка реки и устьевой области в целом (МГУО), выделяются по наиболее "сильному" и действующему на большее расстояние в каждом конкретном случае устьевому фактору. Если нагоны или сизигийные приливы не распространяются при меженном стоке реки выше вершины дельты, как например, в устьях рек Волги, Лены, Терека, Или и др., то за речную границу устьевой области и ее устьевого участка принимается вершина дельты (ВД), то есть место отделения от реки первого дельтового рукава [135, 136] (рис. 1.11в). Если же нагоны или сизигийные приливы распространяются выше вершины дельты (или дельты вообще нет), то границы выделяются по предельной дальности распространения приливов или нагонов (рис. 1.11а,б).

Аналогично можно поступить и с морской границей устьевой области [70, 136], определяя ее по предельной дальности распространения в море опресненных вод, а, если свал глубин, четко оконтуривающий устьевой конус выноса, расположен дальше в море, чем внешняя часть района опреснения, то морскую границу взморья (и всей устьевой области) необходимо выделять по подножью свала глубин [70, 167].

Исходя из всего сказанного выше, следует отказаться от трехчленного принципа районирования устьевой области, предложенного И.В.Самойловым [167]. Согласно его схеме в устьевую область входили: 1) приустьевой участок реки, выделяемый по месту выклинивания в межень приливных или нагонных подъемов уровня воды, 2) устьевой участок, совпадающий с дельтой или отмелями эстуария, 3) предустьевое взморье, оконтуренное свалом глубин. Устьевой и приустьевой участки объединялись в морской участок. Схема районирования Самойлова широко использовалась в литературе и считалась до недавнего времени единственно возможной [11, 28, 63, 65, 99, 161, 162, 195, 196 , и др.].

Однако в последнее время стали отдавать предпочтение двучленному принципу районирования [70, 118, 135, 136, 163]. Этот подход представляется более логичным, поскольку устьевая область – место соприкосновения и взаимодействия двух разнородных водных объектов – реки и моря.

Поэтому устьевую область реки целесообразно подразделять на две подобласти – речную (или устьевой участок реки) и морскую (или устьевое взморье).

Заметим также, что предложенная И.В.Самойловым терминология для отдельных частей устьевой области реки – **при**устьевой участок реки и **пред**устьевое взморье, то есть участки, согласно их названию, находящиеся за пределами устья, противоречит им же введенному представлению об устьевой области реки как едином природном объекте.

Ниже кратко излагается вариант районирования устьевой области реки, разработанный автором обзора [118, 122, 124, 136] и уточненный с учетом новой классификации устьевых областей рек, рассмотренной в разделе 1.2. Границы устьевой области реки выделяются по активному проявлению устьевых процессов (рис. 1.11-1.13). Речная (верхняя) граница устьевой области (РГУО) или ее вершина (ВУО) определяются либо по предельной дальности распространения в реку колебаний уровня воды морского происхождения (приливов, нагонов) при меженном речном стоке, как в устьях рек Дона, Сев. Двины, Печоры, Оби, Енисея, Амура, либо по месту, где начинается разветвление русла реки на дельтовые рукава, если колебания уровня воды морского происхождения сюда не доходят, как в устьях рек Волги, Кубани, Терека, Амударьи, Лены. В первом случае между речной границей устьевой области и вершиной дельты (если она имеется) находится придельтовый участок реки. Во втором случае речная граница устьевой области реки (РГУО) и вершина дельты (ВД) совпадают (рис. 1.11в).

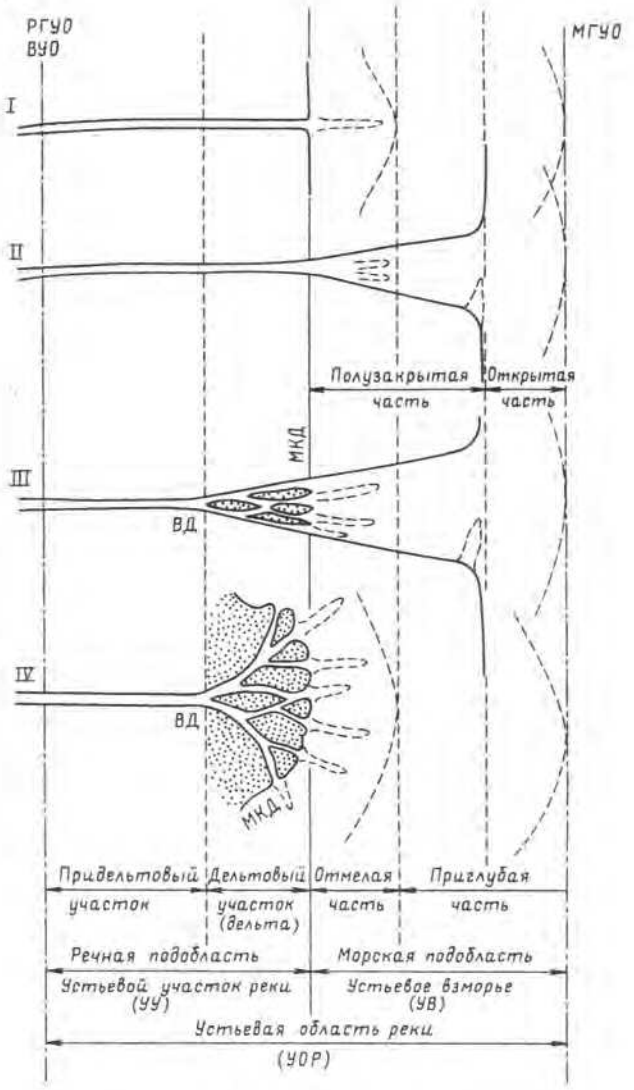


Рис. 1.13. Общая схема районирования устьевых областей рек разного типа

Устьевая область: I – простая, II – эстуарная, III – эстуарно-дельтовая, IV – дельтовая.

УОР – устьевая область реки, РГУО – речная граница устьевой области, ВУО – вершина устьевой области, ВД – вершина дельты, МКД – морской край дельты, МГУО - морская граница устьевой области

Чтобы несколько ограничить размеры устьевой области реки в случае выделения ее верхней границы по предельной дальности распространения нагонов и придать критериям такого выделения большую определенность, следует ограничить рассматриваемые годовые максимальные величины нагонов, например, 10 % обеспеченностью, а соответствующие минимальные годовые меженные расходы воды, например, 90 % обеспеченностью. Участок реки, лежащий выше определенного таким образом устьевого участка и подверженный влиянию лишь очень редких ($p < 10\%$) нагонов (приливов) при очень низкой межени ($p > 90\%$), не следует включать в устьевую область. Его можно назвать приустьевым участком реки.

Морская (нижняя) граница устьевой области реки (МГУО) или внешняя граница устьевого взморья выделяется по предельной дальности распространения в море внешней (мористой) части зоны смешения речных и морских вод – условно по положению изогалины, равной приблизительно 90% солености воды сопредельной части моря при повышенном речном стоке, например, при расходах воды половодья 10% обеспеченности. В пресноводном водоеме эта граница может быть определена, как рекомендует И.В.Самойлов [167], по изобате, оконтуривающей рельеф зоны обмеления прибрежной полосы водоема под влиянием выносов реки, часто совпадающей с нижней частью свала глубин.

Часть акватории приемного водоема, лежащая за пределами определенного упомянутыми способами границ устьевого взморья, но все же подверженная заметному влиянию реки, называется предустьевым пространством моря [179, 181].

Устьевой участок реки и устьевое взморье разделяются морским краем дельты (МКД) – линией, оконтуривающей дельту и прилегающие к ней острова.

Прилегающие к дельте острова взморья чаще всего являются результатом современного процесса дельтообразования, как например, в устье Волги. Но они могут быть и не связанными с этим процессом и причлениться к дельте в результате выдвижения самой дельты, как например, в устье Лены.

Изменение уровня приемного водоема (при приливах и отливах, при нагонах и сгонах, вследствие колебаний речного стока и т.д.) вызывает затопление приморской части дельты или, наоборот, осыхание придельтовой части устьевого взморья, что ведет к смещению морского края дельты. Поэтому нередко морской край представляет собой изменчивую промежуточную зону между дельтой и устьевым взморьем.

В состав устьевой области реки включают также все придельтовые водоемы и прилегающие участки суши, на гидрологическом режиме или литолого-морфологических особенностях которых сказывается влияние устьевых процессов. В устьевую область реки не включают остающиеся части бассейнов всех водотоков, дающих местный сток в устьевую область. Эта часть территории может быть названа местным водосбором устьевой области ре-

ки. По каждому водотоку, подходящему с боков к устьевой области, граница устьевой области проводится по предельной дальности распространения в эти водотоки колебаний уровня морского происхождения (приливов, нагонов).

На устьевом взморье выделяют отмелую и приглубую, полузакрытую и открытую части (рис. 1.13).

На устьевом участке реки выделяют приливный, нагонный участки, участки с обратными течениями и осолоненными водами (рис. 1.11).

Если приливы (нагоны) распространяются выше вершины дельты, то длина устьевого участка реки совпадает соответственно с длиной приливного или нагонного участков.

На устьевом взморье выделяют районы: пресноводный (транзита речных вод), смешения речных и морских вод; стоковых, стоково-ветровых, стоково-приливных, ветровых, приливных течений (рис. 1.12).

Принцип выделения границ участков на устьевом участке реки уже описан выше: они определяются при минимальных годовых расходах воды 90% обеспеченности и сизигийных приливах или нагонах 10% обеспеченности. Принцип выделения границ районов на устьевом взморье по распределению солености воды аналогичен - при максимальных годовых расходах воды 10% обеспеченности. Способы выделения границ районов на взморье по течениям пока точно не разработаны, хотя район стоковых течений также можно выделять при максимальных годовых расходах воды 10% обеспеченности.

1.4. Гидрографическая сеть и водные объекты устьевой области реки

Под гидрографической сетью устьевой области реки и ее дельты понимается совокупность естественных и искусственных, постоянных и временных водных объектов – водотоков и водоемов [135, 136]. Гидрографическая сеть наилучшим образом изучена в устьях рек с крупными дельтами – Волги [13, 17, 135, 151, 156], Дуная [42, 131, 135, 151, 279], Терека [4, 18, 20, 46, 129], Амударьи [153, 155, 158], Кубани [23, 173, 174, 194], Или [190, 191], Миссисипи [218, 219], Маккензи [264] и др. Вместе с тем теоретических разработок, относящихся к структуре сети и типизации водных объектов дельт, немного [83, 135, 136, 151, 154]. Ниже изложены основные черты гидрографической сети неприливных дельт по работам [135, 136].

Гидрографическая сеть дельты характеризуется следующими основными особенностями: 1) пространственной взаимосвязанностью отдельных водных объектов. Дельта реки представляет собой единую гидрографическую систему, отдельные элементы которой гидравлически и морфологически взаимосвязаны. 2) Большой временной изменчивостью как сети в целом, так и отдельных ее элементов. Гидрографическая сеть дельты в целом обычно испытывает значительные стадийные и циклические изменения (разд. 4.4).

Водные объекты дельты подразделяются на русловые водотоки – водные объекты, характеризующиеся движением воды в направлении уклона по естественному или искусственному вытянутому углублению – руслу, и водоемы – скопление бессточных или с замедленным стоком водных масс в естественных или искусственных впадинах.

Совокупность дельтовых русловых водотоков образует русловую сеть дельты. Дельтовые водоемы часто составляют отдельные комплексы или массивы дельтовых водоемов.

Водотоки устьевой области реки. Русловые водотоки – основные элементы гидрографической сети дельты. Их можно охарактеризовать системой признаков (табл. 1.8). Один из важнейших признаков отражает генетическую связь водотока с руслом самой реки и его функциональную роль в распределении стока по пространству устьевой области. По этому признаку водотоки, являющиеся продуктом последовательного ветвления русла реки в пределах дельты, по которым осуществляется транзитный перенос вод и наносов реки в море или крупные дельтовые водоемы, можно назвать транзитно-дельтовыми или просто транзитными. Такие водотоки представляют собой главную часть русловой сети дельты и образуют единую, обычно сложную систему гидравлически взаимосвязанных водотоков.

Таблица 1.8

Основные гидролого-морфологические признаки русловых водотоков дельты [136]

Содержание признака	Характеристика водотока	
Происхождение	естественный	искусственный
Генетическая связь с основным руслом реки и дельтой	транзитный	внутридельтовый
Структурообразующая роль в системе водотоков	магистральный	боковой
Тенденция развития	активный	отмирающий
Продолжительность действия в году	постоянно действующий	временно действующий
Подверженность влиянию хозяйственной деятельности человека	нерегулируемый (свободный)	регулируемый

Наряду с такой системой водотоков, почти во всех дельтах можно встретить водотоки, образование которых не связано с процессом ветвления русла самой реки. Роль таких водотоков обычно сводится к сравнительно ограниченному внутридельтовому перераспределению стока. Поэтому их можно назвать внутридельтовыми. Наиболее распространены внутридельтовые во-

дотоки, дренирующие крупные массивы затопляемых земель и водоемов, водотоки, соединяющие системы озер. К их числу следует отнести и водотоки-промоины на островах устьевого взморья, а также промоины через береговой вал между приморскими водоемами дельты и взморьем.

В условиях сложной русловой сети дельты существенно важна структурообразующая роль водотока в формировании русловой системы в целом, а также отдельных (частных) русловых систем. По этому признаку водотоки (обычно относительно крупные), которые, делясь, образуют собственную, в какой-то мере автономную сеть русловых водотоков, можно назвать магистральными. Все другие водотоки относятся к категории боковых.

Тенденция развития водотока (активизация или отмирание) в условиях высокой динамичности русловой сети дельты должна обязательно учитываться при любой типизации.

В качестве видовых названий естественных русловых водотоков в устьевой области реки вполне достаточно применять следующие четыре: 1) основное русло реки; 2) рукав; 3) проток; 4) гирло.

Основное русло реки – русло, по которому осуществляется основной сток воды и наносов реки выше ее деления на дельтовые водотоки. Основное русло реки является главным гидрографическим объектом устьевой области в тех случаях, когда ее вершина находится выше вершины дельты и, тем более, в случае однорукавной дельты.

Наиболее крупные водотоки дельты, имеющие собственную русловую сеть, называются рукавами.

Более мелкие водотоки дельты, обычно выполняющие функции соединительных водных артерий, называются протоками. Нередко, например, в устьях сибирских рек (Лены, Яны, Индигирки, Колымы) протоками называют крупные магистральные водотоки, в действительности являющиеся рукавами. В то же время во многих дельтах южных рек (Волги, Дона, Кубани, Дуная) для небольших водотоков, являющихся по предлагаемой классификации протоками, применяют местное название – ерик.

Хотя гирлом в некоторых устьях рек называют водотоки разного размера и происхождения (в том числе и крупные магистральные рукава), термин "гирло" целесообразно применять только для коротких водотоков, соединяющих приморские водоемы дельты с устьевым взморьем.

Помимо чисто русловых водотоков, в устьях рек встречаются водные объекты, которые лишь условно можно отнести к русловым. Это – подводная стоковая бороздина, выработанная стоковым течением на дне отмелого устьевого взморья и являющаяся обычно подводным продолжением дельтового руслового водотока, и проран – короткий прорыв берега, соединяющий два сблизившихся в ходе развития боковой эрозии водотока или водоток и водоем.

Для искусственных русловых водотоков, очевидно, вполне достаточно использования трех основных видовых названий: канал, коллектор, прорезь

(короткая искусственная выемка грунта для соединения различных водных объектов).

Отдельные русловые водотоки дельты составляют системы водотоков разного масштаба, а они, в свою очередь, – русловую сеть дельты в целом. В некоторых дельтах (Амударьи, Терека, Кубани) искусственные водотоки образуют относительно самостоятельные системы, даже более сложные, чем естественные. Такие искусственные системы имеют транспортное, мелиоративное (оросительное, осушительное), рыбохозяйственное, промышленно-коммунальное и другие назначения.

Элементами русловой сети являются также узлы разветвления и соединения водотоков, устьевые бары.

Узел разветвления водотоков может быть простым, когда основной (делимый) водоток разветвляется на два, или сложным, когда в результате разветвления возникают более двух новых водотоков. Любое сложное разветвление можно представить состоящим из нескольких простых. В дельте чаще всего встречаются простые разветвления.

Водотоки, образующиеся в результате разветвления основного водотока, назовем смежными. По степени симметрии можно выделить узлы симметричные, умеренно асимметричные и сильно асимметричные.

При симметричном разветвлении гидролого-морфологические характеристики смежных водотоков обычно равнозначны, то есть образовавшиеся водотоки примерно равновелики и ни один из них не может быть признан продолжением основного (делимого) водотока.

При умеренно асимметричном разветвлении основные гидролого-морфологические характеристики всех водотоков, составляющих узел (включая и делимый), различны. В этом случае более крупный из образовавшихся водотоков и являющийся продолжением основного (делимого) водотока может быть назван главным, а остальные – боковыми.

Симметричное и умеренно асимметричное разветвление можно назвать делением водотока.

При резко выраженной асимметрии разветвления больший (главный) водоток разветвления тем более можно считать продолжением основного водотока. В этом случае можно говорить уже не о делении водотока, а об отделении водотока, как о втором частном случае разветвления водотоков. Руслонаполняющий расход воды малого бокового водотока составляет менее 10% расхода основного.

По аналогии с узлами разветвления узлы соединения водотоков также могут быть подразделены по тем же гидролого-морфологическим признакам. Можно выделить два частных вида соединения. Первый вид – слияние, то есть симметричное или умеренно-асимметричное соединение водотоков, когда гидролого-морфологические характеристики основного водотока, образующегося в результате соединения, существенно отличаются от соответствующих характеристик сливающихся водотоков. При умеренно асиммет-

ричном слиянии больший из образующих водотоков можно считать главным, меньший – боковым.

Второй вид соединения водотоков можно назвать впадением, когда относительно небольшой водоток (часто из другой системы) впадает в водоток значительно больших размеров.

Применительно к системе транзитных водотоков устьевой области М.М.Роговым [135, 136] введены два понятия – категории и порядок водотоков.

Сама же структура русловой сети дельт допускает два подхода: общая характеристика всей русловой сети дельты, например, выделение таких ее типов, как разветвляющийся, переплетающийся, и отдельных рукавов [83] или подразделение всей сети на частные системы разного порядка [135].

Водоемы устьевой области реки. По местоположению в устьевой области можно выделить водоемы дельтовые и придельтовые [136]. Придельтовые водоемы (материковые и морские) генетически не являются морфологическими элементами аллювиальной дельтовой равнины, а только территориально примыкают к ней. Однако их гидрологический режим в значительной мере находится под влиянием устьевых процессов, и поэтому они обычно включаются в состав устьевой области.

К дельтовым водоемам относятся все водоемы, расположенные в пределах аллювиальной дельтовой равнины, в том числе и те, которые имеют хорошую связь с морем, но блокированы от него либо только конусами выносов водотоков, либо конусом выноса и морской аккумулятивной формой.

Рассматривая водоемы только как элементы гидрографической сети дельты, можно ограничиться сравнительно небольшим комплексом их гидролого-морфологических характеристик (табл. 1.9).

Таблица 1.9

Основные гидролого-морфологические признаки водоемов дельты [136]

Содержание признака	Характеристика водоемов		
Местоположение в в пределах дельты	внутренний	приморский	–
Морфогенез котловины	остаточный	пойменный	унаследованный
Проточность	проточный	слабопроточный	глухой (бессточный)
Общая минерализация	пресный	солоноватый	соленый гиперсоленый
Подверженность влиянию хозяйственной деятельности человека	нерегулируемый	с регулируемым стоком	с преобразованным рельефом

Среди дельтовых водоемов можно выделить внутренние, расположенные обычно в глубине дельты, а в режимном отношении больше тяготеющие к реке, и приморские, в режиме которых больше сказывается режим устьевого взморья.

По общему морфогенезу котловин водоемы дельты можно разделить на остаточные, пойменные и унаследованные. Первые представляют собой оставшиеся невыполненными речным аллювием в ходе формирования дельтовой равнины остаточные емкости бывшего устьевого взморья. Дно остаточных водоемов часто расположено ниже уровня моря.

К пойменным водоемам относятся водоемы, сформировавшиеся на поверхности аллювиальной дельтовой равнины в ходе выполнения наносами крупных межрусловых понижений поверхности дельты (поймы), в том числе и блокированных со стороны моря волноприбойным береговым валом. Дно таких водоемов всегда выше уровня моря.

К унаследованным относятся водоемы, генезис котловины которых до их вовлечения в состав растущей дельты прямой связи с развитием самой устьевой области не имел.

Проточность водоема и общая минерализация или соленость его воды S‰, помимо чисто гидрографических характеристик, указывающих на связь водоема с русловой сетью дельты или со взморьем, дают также общее представление и о возможном его биологическом потенциале.

По видовому названию в составе водоемов дельты можно выделить дельтовое озеро как естественный водоем с замедленным водообменом или вовсе глухой водоем в пределах дельтовой равнины и устьевую лагуну как часть устьевого взморья, блокированную морской косой или волноприбойным валом.

К числу лагун можно отнести и небольшие дельтовые приморские водоемы как остаточные емкости устьевого взморья (лиман) на стадии формирования дельты выполнения и имеющие ограниченную связь с морем через узкие проливы – гирла.

К числу пойменных водоемов относятся плавни и разливы, а также старицы – заполненные водой участки русел отмерших водотоков. К числу приморских водоемов в приливных дельтах относятся соленые марши.

Водоемы дельты, в большинстве случаев группируясь, образуют иногда очень крупные по количеству объектов и занимаемой площади озерные или лагунные массивы.

I.5. Факторы, определяющие устьевые процессы

Хотя сущность и содержание устьевых процессов (и главное – их физическая, химическая, биохимическая и биологическая интерпретация) были уточнены лишь в последнее время (см. раздел I.1), основные факторы.

влияющие на ландшафт, режим, морфологию и развитие устьев рек и, в частности, их дельт, были верно оценены довольно давно, еще Н.Я.Данилевским [54], Г.Креднером [222], Л.Франциусом [109]. Позже эти факторы рассматривались в работах [11, 109, 167, 205 и др.].

Наиболее подробно факторы, определяющие устьевые процессы, рассмотрены в недавних работах [14, 15, 83, 297, 307] и особенно в монографиях [118, 135, 136].

Эти факторы могут быть классифицированы следующим образом. Прежде всего их необходимо подразделить на две большие группы: природные (естественные) и антропогенные.

Природные факторы подразделяются, в свою очередь, на речные, морские и местные физико-географические (ландшафтные) и геологические условия:

I. Речные факторы: сток воды; уровни воды в реки; физические и химические свойства речной воды (качество воды) (температура, минерализация, плотность воды, ее химический состав); ледовый режим; физические свойства речных наносов (крупность, плотность, концентрация); сток взвешенных и влекомых наносов; русловые процессы; речная биота.

II. Морские факторы: уровень воды; ветровое волнение; течения; физические и химические свойства морской воды (качество воды) (температура, соленость, плотность воды, ее химический состав); ледовые явления; физико-механические свойства прибрежных наносов (крупность, плотность, концентрация); вдольбереговой поток наносов; береговые процессы.

III. Местные физико-географические (ландшафтные) и геологические условия.

1) факторы, практически не зависящие от современных устьевых процессов:

а) климат (давление воздуха, ветер, радиационный баланс, температура воздуха, атмосферные осадки, испаряемость и испарение);

б) геологическое строение (литология) подстилающих пород, многолетняя мерзлота, тектоника;

в) коренной рельеф прилегающей части суши и моря.

Вертикальные движения земной коры иногда оказывают заметное влияние на устья рек [76, 152].

Перечисленные физико-географические и геологические внешние факторы нельзя признать полностью независимыми от устьевых процессов, поскольку в ряде случаев невозможно игнорировать, например, изменения величины испарения с поверхности дельты в результате изменения площади дельтовых водоемов (строго говоря полностью независимыми могут считаться лишь испаряемость, определяемая радиационным балансом, и условно атмосферные осадки, хотя и они, видимо, в некоторой небольшой степени зависят от характера дельтового ландшафта). Кроме того известно явление проседания толщ дельтовых отложений (subsidence) как следствие их постепенного уплотнения при накоплении [99, 167, 212]. В дельте Миссисипи проседание, например, достигает 2 см/год [223, 278].

Среди дельтовых водоемов можно выделить внутренние, расположенные обычно в глубине дельты, а в режимном отношении больше тяготеющие к реке, и приморские, в режиме которых больше сказывается режим устьевого взморья.

По общему морфогенезу котловин водоемы дельты можно разделить на остаточные, пойменные и унаследованные. Первые представляют собой оставшиеся невыполненными речным аллювием в ходе формирования дельтовой равнины остаточные емкости бывшего устьевого взморья. Дно остаточных водоемов часто расположено ниже уровня моря.

К пойменным водоемам относятся водоемы, сформировавшиеся на поверхности аллювиальной дельтовой равнины в ходе выполнения наносами крупных межрусловых понижений поверхности дельты (поймы), в том числе и блокированных со стороны моря волноприбойным береговым валом. Дно таких водоемов всегда выше уровня моря.

К унаследованным относятся водоемы, генезис котловины которых до их вовлечения в состав растущей дельты прямой связи с развитием самой устьевой области не имел.

Проточность водоема и общая минерализация или соленость его воды S‰, помимо чисто гидрографических характеристик, указывающих на связь водоема с русловой сетью дельты или со взморьем, дают также общее представление и о возможном его биологическом потенциале.

По видовому названию в составе водоемов дельты можно выделить дельтовое озеро как естественный водоем с замедленным водообменом или вовсе глухой водоем в пределах дельтовой равнины и устьевую лагуну как часть устьевого взморья, блокированную морской косой или волноприбойным валом.

К числу лагун можно отнести и небольшие дельтовые приморские водоемы как остаточные емкости устьевого взморья (лиман) на стадии формирования дельты выполнения и имеющие ограниченную связь с морем через узкие проливы – гирла.

К числу пойменных водоемов относятся плавни и разливы, а также старицы – заполненные водой участки русел отмерших водотоков. К числу приморских водоемов в приливных дельтах относятся соленые марши.

Водоемы дельты, в большинстве случаев группируясь, образуют иногда очень крупные по количеству объектов и занимаемой площади озерные или лагунные массивы.

I.5. Факторы, определяющие устьевые процессы

Хотя сущность и содержание устьевых процессов (и главное – их физическая, химическая, биохимическая и биологическая интерпретация) были уточнены лишь в последнее время (см. раздел I.1), основные факторы,

влияющие на ландшафт, режим, морфологию и развитие устьев рек и, в частности, их дельт, были верно оценены довольно давно, еще Н.Я.Данилевским [54], Г.Креднером [222], Л.Франциусом [109]. Позже эти факторы рассматривались в работах [11, 109, 167, 205 и др.].

Наиболее подробно факторы, определяющие устьевые процессы, рассмотрены в недавних работах [14, 15, 83, 297, 307] и особенно в монографиях [118, 135, 136].

Эти факторы могут быть классифицированы следующим образом. Прежде всего их необходимо подразделить на две большие группы: природные (естественные) и антропогенные.

Природные факторы подразделяются, в свою очередь, на речные, морские и местные физико-географические (ландшафтные) и геологические условия:

I. Речные факторы: сток воды; уровни воды в реки; физические и химические свойства речной воды (качество воды) (температура, минерализация, плотность воды, ее химический состав); ледовый режим; физические свойства речных наносов (крупность, плотность, концентрация); сток взвешенных и влекомых наносов; русловые процессы; речная биота.

II. Морские факторы: уровень воды; ветровое волнение; течения; физические и химические свойства морской воды (качество воды) (температура, соленость, плотность воды, ее химический состав); ледовые явления; физико-механические свойства прибрежных наносов (крупность, плотность, концентрация); вдольбереговой поток наносов; береговые процессы.

III. Местные физико-географические (ландшафтные) и геологические условия.

1) факторы, практически не зависящие от современных устьевых процессов:

а) климат (давление воздуха, ветер, радиационный баланс, температура воздуха, атмосферные осадки, испаряемость и испарение);

б) геологическое строение (литология) подстилающих пород, многолетняя мерзлота, тектоника;

в) коренной рельеф прилегающей части суши и моря.

Вертикальные движения земной коры иногда оказывают заметное влияние на устья рек [76, 152].

Перечисленные физико-географические и геологические внешние факторы нельзя признать полностью независимыми от устьевых процессов, поскольку в ряде случаев невозможно игнорировать, например, изменения величины испарения с поверхности дельты в результате изменения площади дельтовых водоемов (строго говоря полностью независимыми могут считаться лишь испаряемость, определяемая радиационным балансом, и условно атмосферные осадки, хотя и они, видимо, в некоторой небольшой степени зависят от характера дельтового ландшафта). Кроме того известно явление проседания толщ дельтовых отложений (subsidence) как следствие их постепенного уплотнения при накоплении [99, 167, 212]. В дельте Миссисипи проседание, например, достигает 2 см/год [223, 278].

2) факторы, зависящие от современных устьевых процессов:

а) вновь созданные аккумулятивные формы рельефа и гидрографическая сеть дельты, являющиеся продуктом устьевых процессов, но и оказывающие на них вторичное влияние;

б) почвенно-растительный покров, возникающий и развивающийся в процессе дельтообразования, но и оказывающий на динамику вод и наносов, дна и берегов, то есть на гидролого-морфологические процессы в дельте иногда довольно сильное обратное влияние (ослабление течений и задержка наносов, уплотнение грунта и предохранение берегов от размыва и т.п.).

Антропогенные факторы подразделяются на две группы: оказывающие косвенное и оказывающие непосредственное влияние на устьевые процессы. К первой группе относятся хозяйственные мероприятия в бассейне реки, влияющие на уже упомянутые речные факторы устьевых процессов: регулирование, изъятие и переброска стока, сокращение стока наносов в результате регулирования и изъятия стока, изменение стока воды и наносов в результате преобразования поверхности речного бассейна (сведение лесов, распашка склонов, осушение болот и др.), изменение качества воды, например, ее температуры ниже ГРЭС и АЭС, загрязнение вод и др.

К второй группе относятся водохозяйственные и гидротехнические мероприятия, осуществляемые в пределах самой устьевой области реки (в первую очередь, в дельте): углубление, выправление, спрямление, перекрытие водотоков, углубление и выправление устьевых баров, сооружение защитных молов в устьях водотоков, обвалование русел, сооружение мелиоративных оросительных и осушительных каналов, судоходных каналов, прорезей, вододелителей, шлюзов, противонагонных плотин (барьеров) и др.

Необходимо также отметить, что:

1) естественные и антропогенные изменения режима реки могут оказать на устьевые процессы в устьевой области этой же реки косвенное воздействие через изменение водно-солевого баланса и режима приемного водоема (изменение его уровня в случае замкнутого моря-озера типа Каспийского и Аральского морей, оз. Балхаш; изменение солености вод водоема);

2) на устьевые процессы в данной устьевой области могут повлиять естественные и антропогенные изменения режима других рек, впадающие в тот же приемный водоем. Например, изменения стока Волги влияют на уровень Каспийского моря, а он, в свою очередь, на режим не только устья самой Волги, но и (пожалуй, даже более существенно) на режим других устьев рек (Урала, Терека, Сулака, Куры и др.) [18,43].

При всем разнообразии условий, формирование устьев рек и их гидрологического режима идет в целом в разных устьях рек по одним законам.

Система факторов и схема их взаимодействия однотипна для всех устьев рек (рис. 1.14).

Устьевая область реки как специфический природный объект существует лишь до тех пор, пока происходят устьевые процессы, а они – пока дейст-

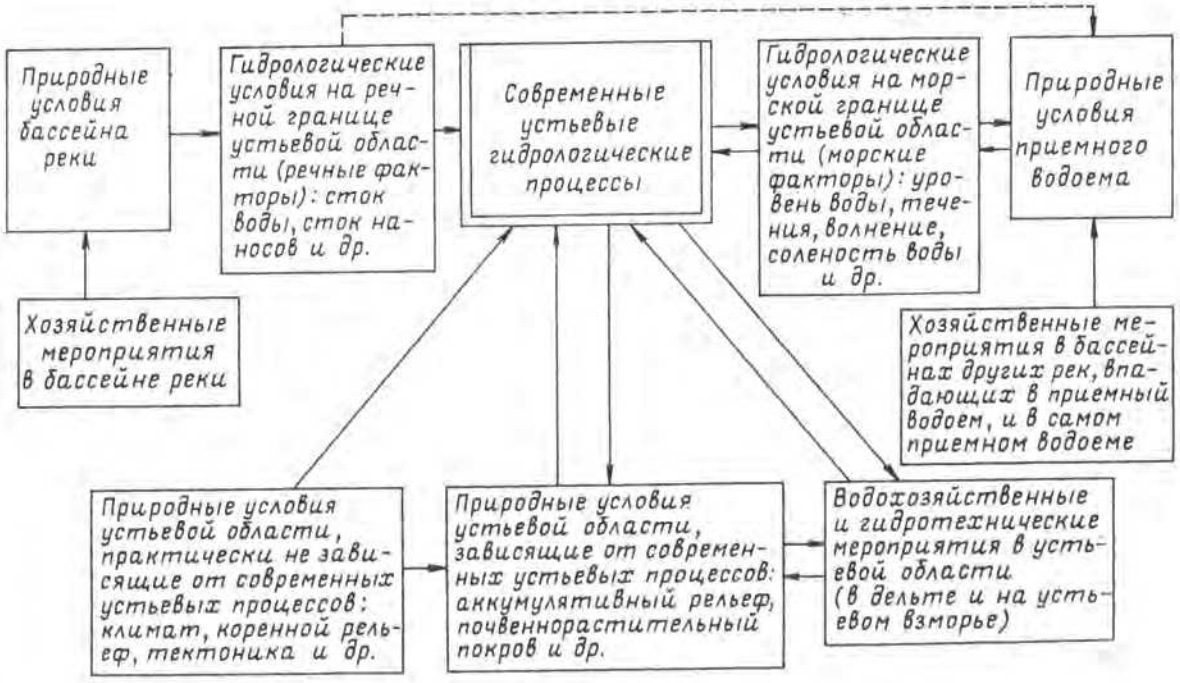


Рис. 1.14. Схема взаимодействия процессов и факторов в устьевой области реки [136]

вуют определяющие их факторы и среди них два главных условия – сток реки и наличие приемного водоема. Если из этих двух условий исчезнет хотя бы одно, то прекратится и существование устьевой области реки.

1.6. Изменчивость устьевых процессов и определяющих их факторов

Изменчивость устьевых процессов, морфологии и режима устьевой области реки имеют своей причиной, во-первых, изменения внешних (речных и морских) факторов устьевых процессов, а, во-вторых, внутренние процессы, свойственные развитию морфологии устья реки и, прежде всего, его дельты. И те, и другие изменения обладают некоторыми типичными временными масштабами; поэтому и все изменения в устьях рек могут быть подразделены на следующие типы по характеру изменчивости [127, 136]:

1) геологического масштаба (длительность – десятки и сотни тысяч лет); 2) вековые (сотни и тысячи лет); 3) многолетние (от нескольких лет до сотен лет).

Все перечисленные процессы связаны с изменениями стока рек и уровня приемного водоема соответствующего масштаба (эти изменения в основном естественные климатические, а для многолетних процессов – и антропогенные), а также с изменениями гидрографической сети дельты и русловыми процессами.

4) Сезонные, в основном определяемые сезонными колебаниями стока реки (с учетом возможного влияния сезонного его регулирования), сезонными изменениями характеристик ветра над акваторией прибрежной зоны моря, сезонным ходом температуры воды и воздуха и сезонным характером многих биохимических и биологических процессов;

5) кратковременные изменения, подразделяемые на:

а) полумесячного масштаба, связанные с полумесячными (фазовыми) неравенствами приливов (сизигия – квадратура);

б) синоптического масштаба (длительность – 2–10 суток), связанные с периодическими синоптическими процессами в атмосфере (прохождение циклонов и других барических образований) и вызываемые паводками и сгонно-нагонными явлениями;

в) суточные, обусловленные приливами или бризами, а также суточным ходом температуры воздуха и некоторых биохимических процессов;

г) полусуточные, обусловленные приливами;

д) мелкомасштабные, связанные с турбулентностью потока.

Процессы в устьях рек нередко подразделяют на обратимые и необратимые [118, 136]. При обратимых изменениях после завершения какого-либо природного цикла система возвращается в первоначальное состояние. При необратимых изменениях такого возврата к первоначальному состоянию не

происходит. Обратимые изменения происходят обычно тогда, когда не изменяется морфология устья реки (более консервативная часть его природного комплекса) и изменения ограничены лишь гидрологическим режимом. К таким обратимым изменениям относятся, как правило, все сезонные и кратковременные изменения. Необратимые же изменения связаны с перестройкой морфологии устья и его гидрографической сети и обычно имеют временную изменчивость многолетнего, векового и геологического масштабов. При этом чем больше временной масштаб, тем более сильно проявляется необратимый характер изменений устьевых областей рек.

1.7. Устьевая область реки как природная система

Системный подход к изучению устьевых областей рек, по-видимому, может оказаться весьма перспективным. К сожалению, пока в этом отношении сделаны лишь первые попытки.

К элементам системного подхода могут быть отнесены: концепция промежуточного положения устьевой области между речным бассейном и приемным водоемом, оказывающим на устьевую область как на открытую природную систему непосредственное и косвенное влияние [118, 121, 136] (рис. 1.14); подразделение устьевой области реки на две подсистемы – речную и морскую (рис.1.13), которые являются, в свою очередь, частями речного бассейна и приемного водоема – системами более высокого ранга в иерархии природных систем [70, 105, 121, 124]; рассмотрение встречных потоков вещества и энергии в устьях рек в процессе взаимодействия реки и моря [104, 105]; положение о гидрографической сети дельты как о системе гидравлически и морфологически взаимосвязанных водотоков и водоемов [121, 124, 135, 136] (см. разд. 1.4); представление об устьевой области реки как сложном природном комплексе, где взаимодействует целая система устьевых процессов – гидрологических, геоморфологических, экологических [124, 136, 167] (см. разд. 1.1); анализ структуры гидрографической сети дельты [135, 136]; применение кластерного анализа при изучении морфологии дельт [83] и водных масс на устьевом взморье [73]; применение регрессионного анализа для установления взаимосвязи между различными характеристиками дельт [297] и др.

Устьевая природная система должна рассматриваться как система более низкого порядка, чем образующие ее "первичные" системы – река с ее бассейном и приемный водоем (океан, море, озеро). Фундаментальным здесь является положение о том, что в устье реки соприкасаются две первичные водные массы, совершенно различные по своим физическим, химическим и биологическим свойствам (см. разд. 1.1) – водные массы речная и морская, и устьевая система является в действительности результатом взаимодействия и трансформации этих двух первичных водных масс.

Вертикальное и горизонтальное распределение физических, химических и биологических характеристик в устье реки является следствием взаимодействия пресной речной водной массы и двух модификаций морской водной массы – поверхностной (опресненной и теплой) и глубинной (более соленой и более холодной).

К сожалению, концепция водных масс, хорошо развитая в океанологии и озероведении, к устьевым областям рек практически не применялась. Между тем, ее использование открывает возможности изучения гидрологической структуры устьев рек на базе, например, *T,S*–анализа.

ГЛАВА 2
ДИНАМИКА ВОД В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК

2.1. Динамическое взаимодействие вод реки и приемного водоема

Основные подходы к исследованию динамических процессов в устьях рек. Особенности природных условий и гидрографии устьев рек (гл.1) определяют и специфику динамики вод в этих объектах, связанную прежде всего с влиянием приемного водоема и наличием дельты. Первая особенность предопределяет характер сопряжения уровенных поверхностей реки и моря; большое воздействие на динамику вод в дельте колебаний уровня воды в прибрежной зоне приемного водоема, в частности, приливных и сгонно-нагонных волн, которые даже могут вызвать обратные течения в речном русле; растекание речных вод на устьевом взморье; смешение речных и морских вод; большее чем на других участках рек воздействие ветра на водную поверхность; плотностные эффекты при взаимодействии пресных речных и соленых морских вод и т.д. Вторая особенность проявляется в распределении и перераспределении расхода воды реки по системе дельтовых водотоков; в сложном характере течений в узлах разветвления и соединения водотоков; затоплении поверхности дельты и т.д.

Перечисленные особенности существенно затрудняют изучение динамики вод в дельтах, усложняют уравнения гидродинамики, описывающие движение вод в этих случаях, усложняют методы расчета элементов водного режима дельт.

Наибольшую сложность при гидродинамических исследованиях устьев рек представляют неоднородность потока по ширине, длине и, особенно, по глубине русла. Наиболее важна весьма типичная для устьев рек вертикальная и продольная неоднородность плотности воды (рис. 2.1), обусловленная взаимодействием речных и морских вод с разной соленостью и температурой [41, 111, 257]. При достаточно больших вертикальных и горизонтальных градиентах плотности возникает специфическая двуслойная плотностная циркуляция, называемая "эстуарной".

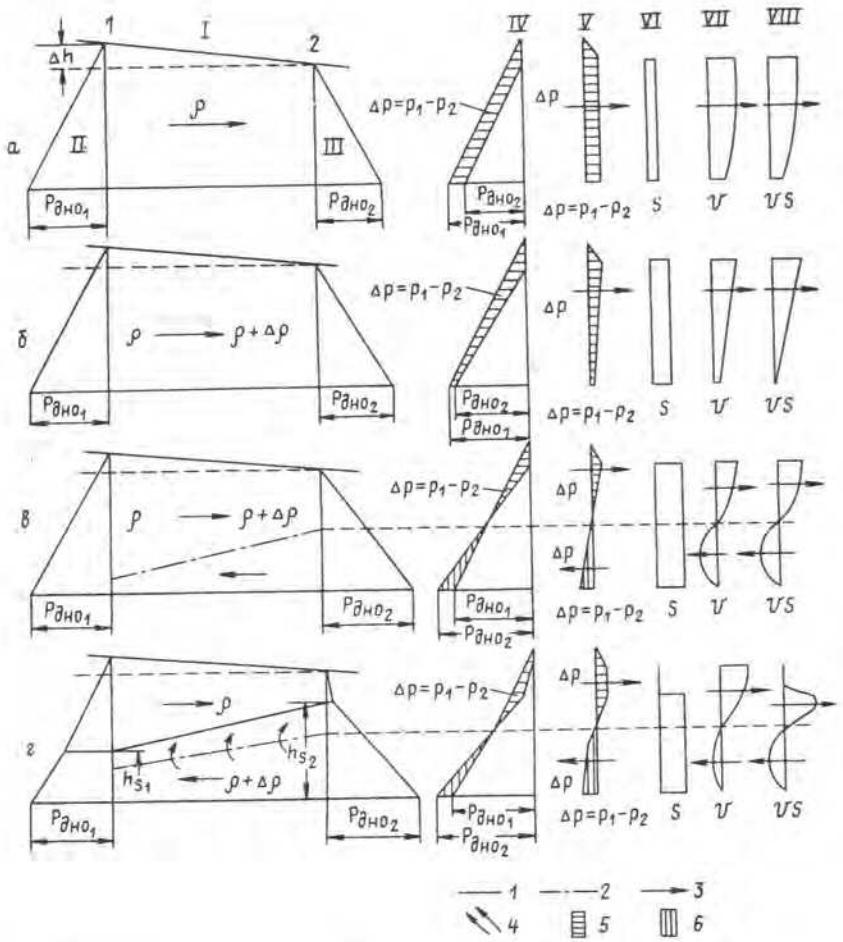


Рис. 2.1. Схема распределения давления и формирования плотностной циркуляции в устье потока в случаях: *а* – поток однородный по вертикали и в продольном направлении; *б* – однородный по вертикали поток с умеренными продольными градиентами плотности; *в* – однородный по вертикали поток с большими продольными градиентами плотности; *г* – стратифицированный поток (по [41, 111] с добавлениями)

I – продольный разрез, II – распределение давления в верхнем сечении (1), III – то же в нижнем сечении (2), IV – сравнение распределения давления в этих сечениях (ρ_1 и ρ_2), V – распределение по глубине продольного градиента давления ($\Delta p = \rho_1 - \rho_2$), VI – распределение по глубине солености воды в нижнем сечении, VII – то же скорости течения, VIII – то же переноса солей;

1 – граница раздела вод с различной плотностью, 2 – линия нулевой скорости течения, 3 – направление течения, переноса солей и градиента давления, 4 – вовлечение в движение воды из нижнего слоя, 5 – градиент давления направлен в сторону моря, 6 – градиент давления направлен в сторону реки

Движущими силами в любом потоке являются продольные градиенты давления, которые, в свою очередь, определяются продольным уклоном водной поверхности и продольными градиентами плотности воды.

Влияние уклона водной поверхности неизменно на всех глубинах, а воздействие продольных градиентов плотности возрастает приблизительно линейно с глубиной, причем уклон водной поверхности (если он направлен, как на рис. 2.1 в сторону моря) и градиенты плотности воды (плотность воды возрастает также в сторону моря) действуют в противоположных направлениях. Суммарный градиент давления, обусловленный этими двумя воздействиями, есть результат алгебраического сложения двух составляющих. Он может быть направлен на всех глубинах в одну сторону, но может и изменить с глубиной свой знак. Течения воды на разных глубинах полностью определяются величиной и направлением градиента давления.

В однородном потоке или в потоке с небольшими продольными градиентами плотности при наличии положительного уклона водной поверхности (рис. 2.1 а, б) суммарный градиент давления направлен в сторону моря на всех глубинах. При больших продольных градиентах плотности (рис. 2.1 в) или большой вертикальной плотностной неоднородности, например, в двуслойном потоке (рис. 2.1 г), в верхней части потока продольный градиент давления в основном обусловлен положительным уклоном водной поверхности и направлен в сторону моря, в нижней же части потока продольный градиент давления в основном обусловлен продольными градиентами плотности и направлен в сторону реки. Возникающая при этом типичная "эстуарная" циркуляция с переносом воды и солей в сторону моря в верхней части потока и в сторону реки в нижней его части описана в работах [41, 80, 111, 246, 257, 272, 273, 281, 282].

Таким образом, как видно из рис. 2.1, если в однородном по глубине потоке непременным условием возникновения "эстуарной" циркуляции являются значительные продольные градиенты плотности, то в стратифицированном потоке наличие продольных градиентов плотности – условие не обязательное, необходима лишь наклонная в сторону моря граница раздела вод с разной плотностью.

Рис. 2.1 иллюстрирует мгновенные схемы распределения давления, солености и течений в идеализированном потоке при наличии уклона водной поверхности в сторону моря, что характерно не только для неприливных устьев рек, но и для приливных устьев рек в фазу отлива. В зависимости от приливной фазы картина может измениться (рис. 2.2): зона взаимодействия речных и морских вод будет смещаться вдоль русла; при приливном подъеме уровня усиливаются течения, направленные в сторону реки вплоть до поворота течений на всех глубинах. В этих случаях влияние обратного продольного уклона водной поверхности и продольных градиентов плотности как бы складываются. Рис. 2.2 иллюстрирует изменение "эстуарной" циркуляции при постоянном речном стоке, но в разные фазы прилива для двух

крайних случаев – полностью перемешанного потока с малыми продольными градиентами плотности и сильно стратифицированного потока.

Если же осреднить распределение течений и солености воды за приливный цикл, то получим картину результирующей (остаточной, осредненной) "эстуарной" циркуляции (рис. 2.3).

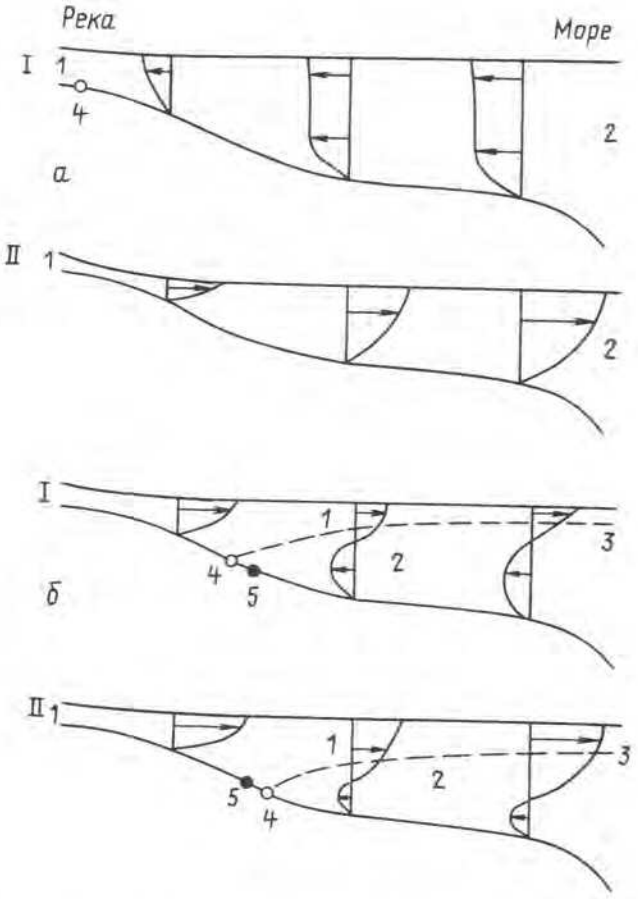


Рис. 2.2. Схема приливной циркуляции в эстуариях с полным перемешиванием (*а*) и клином осолоненных вод (*б*) по [111]

I – фаза повышения уровня воды при приливе, II – фаза понижения уровня воды при отливе; 1 – пресная речная вода, 2 – соленая морская вода, 3 – граница раздела вод различной плотности, 4 – мгновенное положение "нулевой" точки, 5 – результирующее положение "нулевой" точки

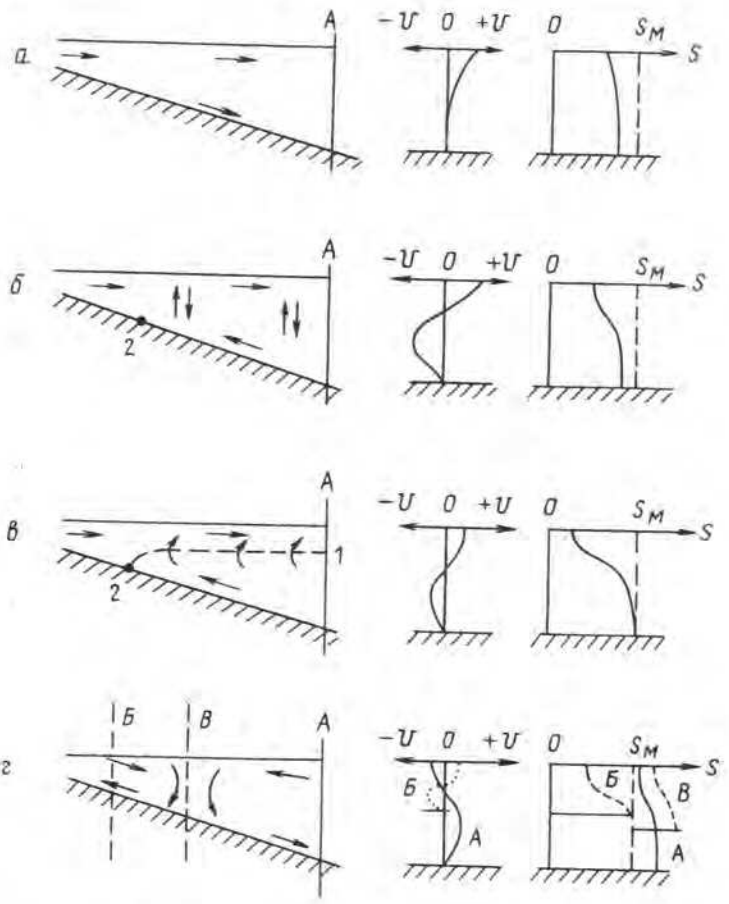


Рис. 2.3. Схема результирующей циркуляции и вертикального распределения скоростей течения (v) и солености вод (S) в устьях рек

"Классические" эстуарии по [132, 281]: *а* – с полным перемешиванием по глубине, *б* – с частичным перемешиванием, *в* – с клином осолоненных вод (стратифицированные); *г* – "обратный" эстуарий по [132, 305] (створ В расположен в зоне максимальной солености воды); 1 – линия нулевой скорости течения, 2 – результирующее положение "нулевой" точки; $S_м$ – соленость воды в море

Необходимо обратить внимание на существование в потоке в случае обратных течений так называемой "нулевой точки" у дна, в которой течение отсутствует. Выше этой точки течение прямое, направленное в сторону моря, ниже – обратное, направленное в сторону реки. Различают мгновенное положение "нулевой точки" (рис. 2.2), зависящее от конкретного состояния

"эстуарной" циркуляции в данную фазу прилива, и осредненное ее положение, отвечающее осредненной (остаточной) "эстуарной" циркуляции (рис. 2.2 и 2.3). Эта точка расположена вблизи предела распространения градиентов плотности в сторону реки [111]. Положение и миграция "нулевой точки" очень важны не только с гидродинамической точки зрения: она разделяет также придонные потоки наносов, направленные выше и ниже этой точки в противоположные стороны (см. разд. 3.1).

Пространственный характер течений в устьях рек делает необходимым применение для его описания трехмерных математических моделей. Такие модели базируются либо на уравнениях теории мелкой воды, разработанной для морских акваторий [38], либо на трехмерных уравнениях типа уравнений Сен-Венана для русловых потоков [111]. Однако недостаточная разработанность трехмерных моделей и сложности их применения обусловили более простые подходы к изучению динамики вод в устьях рек с использованием двумерных и одномерных моделей.

Для широких, неглубоких и относительно однородных по плотности воды устьев рек предпочтение отдают математическим моделям двумерным по ширине русла (плановым моделям) [111, 248, 251, 274].

Такие модели хорошо учитывают особенности рельефа дна русла, воздействие ветра на водную поверхность, влияние силы Кориолиса.

Для воспроизведения вертикальной структуры потока, в формировании которой существенную роль играет бароклинная составляющая давления, широко используются математические модели, двумерные в вертикальной плоскости [31, 59, 80, 111, 248, 266, 274, 302].

Для описания наиболее общих закономерностей гидрологических процессов в устьях рек, особенно в тех случаях, когда поток относительно однороден в вертикальной плоскости по плотности, или необходимо решать гидравлические задачи трансформации волн приливов или нагонов, или распределения стока воды по рукавам дельты, широко используются одномерные математические модели [34, 35, 58, 74, 75, 111, 140, 145, 151, 248].

В настоящем обзоре будут для простоты проанализированы лишь одномерные модели динамики вод в устьях рек. Для этого примем следующие основные обозначения: x – пространственная координата (ось x направлена в сторону моря, если не оговорено обратное); t – время, Q – расход воды, v – средняя скорость течения; H – отметка уровня воды; ω – площадь поперечного сечения; B – ширина русла; h – средняя глубина русла, R – его гидравлический радиус ($R \sim h$); J – уклон водной поверхности; ρ – плотность воды (в общем случае Q, v, H, ω, B, h, R, J и ρ переменны как вдоль русла, так и во времени); g – ускорение свободного падения.

Одномерный подход при исследовании динамики вод в устьях рек базируется либо на интегрировании по глубине и ширине потока уравнений мелкой воды, либо на обобщении системы одномерных уравнений Сен-Венана.

И в том, и в другом случае получаемая система уравнений включает уравнение неразрывности:

$$\partial Q / \partial x + \partial \omega / \partial t = q, \qquad (2.1)$$

где q – путевой приток воды на единицу длины русла, и уравнение движения.

В уравнении (2.1) часто принимают $\partial \omega = B \partial H$ и $q = 0$.

Уравнение движения обычно используют в двух вариантах.

В первом варианте в качестве основных переменных избираются уровень воды и средняя по сечению скорость течения, а уравнение записывается в составляющих уклона водной поверхности, то есть в безразмерной форме:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = J = \frac{\alpha_1}{g}\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\alpha_2}{g} v \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{v|v|}{C^2 R} + \frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\tau_w}{\rho g h} + \frac{q v}{g \omega}. \qquad (2.2)$$

Первый вариант уравнения есть обобщение обычного одномерного уравнения неустановившегося движения с дополнительным учетом: переменного направления движения воды (для этого в член, учитывающий трение, вводится модуль скорости $|v|$), продольного градиента плотности $\partial \rho / \partial x$, воздействия ветра через его касательное напряжение τ_W, путевого притока q.

Касательное напряжение ветра задается в виде уравнения:

$$\tau_W = f_W \rho_в W |W|, \qquad (2.3)$$

где f_W – коэффициент трения ветра, W – вектор скорости ветра, $|W| = (W_x^2 + W_y^2)^{1/2}$, где W_x и W_y – соответственно проекции вектора скорости ветра на продольную ось потока (x) и на нормаль к ней (y). Иногда вместо $W|W|$ записывают просто $W^2 \cos\varphi$, где φ – угол между осью потока и направлением ветра [58, 118, 136]. Легко видеть, что оба приема дают один и тот же результат, так как $W|W| = W^2 \cos\varphi$. Коэффициент трения ветра f_W часто принимается по Экману и Манку постоянным и равным в среднем $2{,}6 \cdot 10^{-3}$ [118,185], но имеются и предположения о зависимости f_W от скорости самого ветра [185]. Поскольку плотность воздуха $\rho_в$ равна 1,2928 кг/м^3, $f_W \rho_в / \rho$ в уравнении (2.3) равно приблизительно $3{,}36 \cdot 10^{-6}$ [118, 136].

Плотность воды в условиях смешения речных и морских вод можно задать приближенным уравнением состояния

$$\rho = \rho_0 + \beta_1 S + \beta_2 T, \qquad (2.4)$$

где S – соленость воды в ‰, T – температура воды в °C, ρ_0 – стандартная плотность воды при $S = 0$‰, $T = 4$°C, то есть 1000 кг/м^3; β_1 и β_2 – коэффициенты, учитывающие зависимость плотности воды от ее солености и температуры. В простейших случаях принимают $\beta_1 = 0{,}8$ кг·(‰)$^{-1}$ и $\beta_2 = -0{,}07$ кг·(°C)$^{-1}$ при низкой (~5°C) и $\beta_2 = -0{,}4$ кг·(°C)$^{-1}$ при высокой температуре (~30°C) [66,121], но β_1 и β_2 могут быть выражены и с помощью более сложных формул [35, 113, 140].

Таким образом получаем

$$\partial \rho / \partial x = \beta_1 \partial S / \partial x + \beta_2 \partial T / \partial x. \qquad (2.5)$$

Поскольку $\beta_1 > \beta_2$, то градиенты плотность, учитываемые соответствующим членом в уравнении (2.2), в основном определяются градиентами солености воды.

Коэффициенты α_1 и α_2 учитывают неравномерность распределения скоростей течения в потоке; α_1 – коэффициент Буссинеска, или корректив количества движения, α_2 – коэффициент Кориолиса, или корректив кинетической энергии. Для речных потоков $\alpha_1 \sim 1$, $\alpha_2 \sim 1{,}1 \ldots 1{,}2$, и поэтому часто принимают $\alpha_1 = \alpha_2 = 1$. Иногда такое допущение распространяют и на устья рек [58, 111]. Однако есть указания на то, что в устьях рек, особенно в условиях сложного режима α_1 и α_2 могут принимать существенно большие значения: $\alpha_1 = 1{,}4$ [111], $\alpha_2 = 1{,}5$ [118], а в моменты, близкие к смене течений, в приливных устьях рек α_1 увеличивается до 1,5–2,0, а α_2 – до 3,0–5,5, при этом $\alpha_2 \sim \alpha_1^{3/2}$ [150].

Весьма существенным является оценка члена, учитывающего трение. Обычно для устьев рек применяют стандартные приемы расчета коэффициента Шези C, например, по формуле Маннинга, как функции некоторого суммарного коэффициента шероховатости n : $C = h^{1/6}/n$. В последнее время предпринимаются попытки учесть при оценке трения в устьях следующие дополнительные обстоятельства.

Во-первых, делаются попытки [5] учесть при исследовании дельт зависимость коэффициента Шези от грядовой шероховатости или от факторов, влияющих на параметры донных гряд, например, от числа Фруда v^2/gh, как уже делалось для обычных рек с песчаным руслом [7, 50, 51].

Во-вторых, обнаружено, что при реверсивном характере движения усиливается тормозящая роль донных гряд, сформировавшихся при прямом (отливном) потоке и встречающих обратный (приливный) поток своими крутыми передними склонами [267].

В-третьих, обсуждается правомочность применения к условиям ярко выраженного неустановившегося движения в устьях рек (например, при значительном ускорении или замедлении потока при приливах) члена трения, применяемого для описания установившегося движения воды. Так, предлагается в член трения вводить специальный корректирующий множитель [150].

В-четвертых, высказываются соображения о нарушении квадратического закона сопротивления в условиях малых скоростей течения в глубоких дельтовых рукавах [108] или в моменты, близкие к смене течений при приливах, когда поток может утратить турбулентный характер и приобрести черты переходного или даже ламинарного режима.

При втором варианте записи уравнения движения в качестве основных переменных избирают уровень и расход воды [52, 58]. В нашей стране наиболее широко применяется модель, разработанная Сибирским отделением АН СССР (ныне РАН) [34, 35, 74, 75, 140, 202].

В последних работах [34, 35, 140] уравнение используется в таком виде

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q^2}{\omega}\right)=-g\omega\left(\frac{\partial H}{\partial x}+\frac{Q|Q|}{K}\right)+R_W+P\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x}\right), \qquad (2.6)$$

где K – модуль расхода, равный согласно формуле Шези $CBh^{3/2}$, P - сила гидростатического давления, R_W – член, учитывающий ветровое и барометрическое воздействие:

$$R_W=f_W BW_x|W|-\frac{\omega}{\rho}\frac{\partial P_a}{\partial x}, \qquad (2.7)$$

где P_a – атмосферное давление.

Вклад различных составляющих в уравнение движения. Оценка вклада различных составляющих в уравнение движения представляет интерес как для выявления ведущего физического механизма в тех или иных условиях, так и для выбора соответствующего расчетного метода. Для такой оценки уравнение (2.2) удобно представить как сумму составляющих уклона [111, 118, 136]:

$$J=i_{v_t}+i_{v_x}+i_f+i_W+i_\rho+i_q, \qquad (2.8)$$

где J – уклон водной поверхности, i – его составляющие, связанные, соответственно: i_{v_t} – с локальным ускорением ($i_{v_t}=\frac{\alpha_1}{g}\frac{\partial v}{\partial t}$), i_{v_x} – с конвективным ускорением ($i_{v_x}=\frac{\alpha_2}{g}v\frac{\partial v}{\partial x}$), i_f – с трением на дне ($i_f=\frac{v|v|}{C^2R}$) (i_f – "уклон трения"), i_W – с трением ветра ($i_W=-\frac{f_W\rho_a W^2\cos\varphi}{\rho g h}$), i_ρ – с продольным градиентом плотности ($i_\rho=\frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x}$), i_q – с путевым притоком ($i_q=\frac{qv}{g\omega}$).

В обычных речных потоках даже в условиях ярко выраженного неустановившегося режима главной составляющей является уклон трения i_f – на его долю приходится 95–97% уклона водной поверхности J. В устьях рек с более сложным режимом вклад i_f обычно также преобладает, однако в некоторых случаях (при сильных приливах) возрастает роль составляющей i_{v_x}.

При нагонах значение i_f обычно более, чем в 10 раз, превышает величину $i_{v_t}+i_{v_x}$ [118, 136]. В приливных устьях рек величина i_{v_t} обычно составляет 3-5% от уклона J (устья Сев. Двины, Печоры, Онеги, Мезени, Кулоя, Темзы, Хугли) [111, 136], в редких случаях (устье Мерси) достигая 18% [111].

Существенно больше вклад в уравнение движения члена i_{v_x}: 20% (устья Мезени, Кулоя), 50% (Сев. Двины, Печоры, Онеги), 57% (Мерси, Хугли),

67% (Темзы) [111, 136]. Эти цифры являются осредненными, они уменьшаются в половодье и отлив, возрастают в межень и прилив [134, 150, 151].

С изменением вклада i_{v_1} в общий уклон J изменяется и отношение $A = i_{v_1} / i_f$, которое служит показателем того, является ли поток "фрикционным" ($A < 1$) или "инерционным" ($A > 1$) [134, 151]. Инерционность потока обычно увеличивается с уменьшением речного расхода, увеличением величины прилива и глубины русла.

Вклад члена, обусловленного градиентами плотности (i_ρ), в приливных устьях рек обычно не превышает 1–4% [111, 136].

Учитывая преобладание составляющей i_f (члена трения) в уравнении движения и принимая $i_f = v|v|/C^2 h$, из уравнения (2.2) можно получить формулу для средней скорости потока в виде

$$v = \pm\sqrt{h\left|J - i_{v_1} - i_{v_2} - i_W - i_\rho - i_\eta\right|}, \qquad (2.9)$$

где знак перед корнем совпадает со знаком выражения, стоящего под модулем.

Типизация течений в устьях рек. *Типы и виды течений.* Движение вод в устьях рек, как и в других водных объектах, обычно подразделяют на два типа – неустановившееся ($\frac{\partial v}{\partial t} \neq 0$) и установившееся (стационарное) ($\frac{\partial v}{\partial t} = 0$) или квазиустановившееся ($\frac{\partial v}{\partial t} \sim 0$). Движение последнего типа, в свою очередь, делят на два подпита – неравномерное ($\frac{\partial v}{\partial x} \neq 0$) и равномерное ($\frac{\partial v}{\partial x} = 0$) или квазиравномерное ($\frac{\partial v}{\partial x} \sim 0$). Когда мы имеем дело с весьма сложными природными объектами и изменяющимися во времени и пространстве определяющими факторами, как в устьях рек, речь может идти лишь о течениях, приближающихся к установившимся или равномерным, для чего и добавляется приставка "квази" [136].

Движение вод в устьях рек, как было показано выше, обусловлено воздействием ряда физических сил. Поэтому течения в устьях рек можно подразделить на виды по действующим силам. При этом название течений обычно дают по тем активным силам, которые их вызывают в тех или иных конкретных условиях. Течения, создаваемые продольной составляющей силы тяжести (пропорциональной J), называют гравитационными. Тангенциальное напряжение ветра (оно определяет i_W) создает ветровое фрикционное течение, продольные градиенты плотности воды (они определяют i_ρ) создают плотностные течения. Поскольку реальные течения в устьях рек подвержены одновременному действию нескольких сил и являются суммарными, их названия могут быть даны по совокупности нескольких действующих

активных сил, например, гравитационно-ветровые (J и i_W), гравитационно-плотностные (J и i_ρ) и т.д. Сила трения у дна возникает только при наличии движения воды и поэтому при наименовании течений не учитывается. То же относится, строго говоря, и к силам инерции, возникающим в потоке. Однако традиционно термин инерционные течения применяют к течениям, обусловленным силами инерции, возникающими либо при ярко выраженном неустановившемся режиме (при приливах), либо при втекании речного потока в приемный водоем в случае прекращения действия гравитационных сил.

Неустановившееся движение воды в устьях рек встречается как в водотоках дельты, так и на устьевом взморье. Общий вид уравнений: для уклона водной поверхности J – (2.2) или (2.8), для средней скорости течения v – (2.9). При $i_W = 0$, $i_\rho = 0$ и $i_q = 0$ в качестве частного случая получаем уравнение неустановившегося движения, входящее в традиционную систему уравнений Сен-Венана.

Применительно к устьям рек [58, 74, 94, 111] обычно используют упрощенные уравнения неустановившегося движения (при $W = 0$, $\partial\rho/\partial x = 0$ и т.д.). Даже в этих случаях решение задачи о расчете неустановившихся течений в устьях рек остается достаточно сложным. Расчет ведут с помощью методов конечных разностей (по явной или неявной схеме), методами характеристик, конечных элементов и т.д. [52, 58, 111]. Возможны и упрощенные аналитические решения, например, для приливных явлений в каналах [204]. Исключительно усложняет расчеты неустановившегося движения многорукавность русла. В этой области уже имеются некоторые удачные попытки [35, 74, 202], но в целом эта проблема еще далека от разрешения.

Квазиустановившееся движение воды в устьях рек. Исследование течений этого типа представляет большой интерес, так как в крупных дельтах, как правило, преобладают именно эти течения. Кроме того с практической точки зрения часто удобно реальное неустановившееся течение представить в виде ступенчато изменяющегося квазиустановившегося течения. Общий вид уравнения суммарного квазиустановившегося движения можно получить (при $q = 0$) из (2.2):

$$J = \frac{\alpha_2 v}{g}\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{v|v|}{C^2 h} - \frac{3{,}36\cdot 10^{-6} W^2 \cos\varphi}{gh} + \frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x}. \qquad (2.10)$$

Уравнение (2.10) позволяет оценить влияние изменения скорости течения и плотности воды вдоль потока, трения на дне и ветра на уклон водной поверхности, а следовательно, и на уровни воды.

При преобладании в потоке сил трения можно получить для скорости течения согласно (2.9)

$$v = \pm C\sqrt{h\left|J - \frac{\alpha_2 v}{g}\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{3{,}36\cdot 10^{-6} W^2 \cos\varphi}{gh} - \frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x}\right|}\ . \qquad (2.11)$$

Уравнение (2.11) позволяет оценить влияние на скорости течения в потоке в устье реки донного трения, ветра, продольного градиента скорости течения и плотности воды

Уравнение (2.11) является неявным относительно v, так как в нем v зависит от $\frac{\alpha_2 v}{g}\frac{\partial v}{\partial x}$. Чтобы представить скорость течения в виде явной функции определяющих факторов, необходимо проинтегрировать (2.11) от $x = 0$ до $x = x$ и от $v = v_0$ до $v = v$. Искомый интеграл будет [136]

$$v^2 = (v_0^2 - \overline{C}^2 \overline{h} A)\exp(-\frac{2gx}{\alpha_2 \overline{C}^2 \overline{h}}) + \overline{C}^2 \overline{h} A, \qquad (2.12)$$

где

$$A = J + \frac{3{,}36 \cdot 10^{-6} W^2 \cos\varphi}{gh} - \frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x}, \qquad (2.13)$$

$\overline{C}$ и $\overline{h}$ средние значения C и h на участке интегрирования.

Уравнение (2.12) характеризует собой изменение средней скорости вдоль потока в суммарном течении в устье реки. При исключении из него члена, учитывающего воздействие ветра, получим уравнение движения, пригодное для описания динамики вод на отмелом устьевом взморье при отсутствии действия ветра, но при сохранении уклона водной поверхности и продольных градиентов плотности (случай инерционно-гравитационно-плотностного течения). При исключении из (2.12), кроме того, и плотностного члена, получим уравнение для инерционно-гравитационного течения. При исключении из (2.12) также и уклона водной поверхности J, получим уравнение, характеризующее закон гашения скоростей течения на приглубом устьевом взморье (чисто инерционное течение):

$$v = v_0 \exp(-\frac{gx}{\alpha_2 \overline{C}^2 \overline{h}}) \quad . \qquad (2.14)$$

Если на приглубом устьевом взморье $J = 0$, но есть продольные градиенты плотности (случай инерционно-плотностного течения), то из (2.12) получим

$$v^2 = (v_0^2 + \frac{\overline{C}^2 \overline{h}^2}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x})\exp(-\frac{2gx}{\alpha_2 \overline{C}^2 \overline{h}}) - \frac{\overline{C}^2 \overline{h}^2}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x} \quad . \qquad (2.15)$$

Квазиравномерное движение воды в устьях рек. При условии $\partial v / \partial x \sim 0$ уравнения (2.10) и (2.11) дадут уравнения квазиравномерного движения, выраженные относительно J и v, то есть уравнения гравитационно-ветрового течения

$$J = \frac{v|v|}{C^2 h} - \frac{3{,}36 \cdot 10^{-6} W^2 \cos\varphi}{gh}. \qquad (2.16)$$

$$v = \pm C\sqrt{h\left|J + \frac{3{,}36\cdot 10^{-6} W^2 \cos\varphi}{g\,h}\right|} \qquad (2.17)$$

и гравитационно-плотностного течения

$$J = \frac{v|v|}{C^2 h} + \frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x}, \qquad (2.18)$$

$$v = \pm C\sqrt{h\left|J - \frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x}\right|} \; . \qquad (2.19)$$

Знаки в уравнениях (2.17) и (2.19) совпадают со знаком выражения, стоящего под модулем.

Уравнения (2.16) и (2.17) позволяют оценивать изменение уклонов (уровней) воды и скоростей течения в водотоках под воздействием речного стока и ветра. Из уравнения (2.16), в частности, следует, что, если выражение под модулем имеет знак плюс, то течение в водотоке направлено в сторону водоема, если знак минус, то течение обратное.

При условии

$$J + \frac{3{,}36\cdot 10^{-6} W^2 \cos\varphi}{g\,h} = 0 \qquad (2.20)$$

имеем $v = 0$, и полный расход воды в водотоке также равен нулю, хотя на поверхности может наблюдаться обратное ветровое течение, а у дна – прямое гравитационное [81, 118]. Заметим, что случаи многослойных течений одномерными уравнениями строго описаны быть не могут.

Уравнения (2.18) и (2.19) позволяют оценивать изменения уклонов (уровней) воды и скоростей течения в устьях рек при наличии продольных градиентов плотности воды. Аналогично (2.20) при равенстве нулю расхода воды в водотоке имеем $v = 0$ и

$$J - \frac{h}{2\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x} = 0 \; . \qquad (2.21)$$

Заметим, что условие $v = 0$ означает отсутствие осредненного течения через рассматриваемое поперечное сечение. При этом может сохраниться многослойное смешанное течение: на поверхности – под влиянием уклона водной поверхности в сторону моря, у дна – под влиянием продольных градиентов плотности – в сторону реки (рис. 2.1).

При отсутствии как ветра ($i_W = 0$), так и продольных градиентов плотности ($i_\rho = 0$), из уравнений (2.16)–(2.19) получаем уравнения

$$J = \frac{v|v|}{C^2 h}, \qquad (2.22)$$

$$v = \pm C\sqrt{h|J|} \qquad (2.23)$$

для основного вида течений в водотоках дельты – чисто гравитационных. Эти уравнения (аналоги формулы Шези) широко применяются для расчета как прямых потоков в дельтах, обусловленных речным стоком, так и обратных, обусловленных приливами и нагонами.

Уравнения (2.22) и (2.23) часто удобнее выразить через падение уровня ($-\Delta H = Jl$), где l – длина участка, расход воды Q и модуль сопротивления ($F = l / C^2 B^2 h^3 = i n^2 / B^2 h^{10/3}$):

$$-\Delta H = F\, Q\,|Q|, \tag{2.24}$$

$$Q = \pm\sqrt{|\Delta H| / F}\,. \tag{2.25}$$

Если оказывается возможным пренебречь уклонами водной поверхности ($J = 0$), то из (2.17) получим уравнение для чисто ветрового течения

$$v = C\sqrt{\frac{3{,}36\cdot 10^{-6} W^2}{g}} = 1{,}88\cdot 10^{-3}\frac{C}{\sqrt{g}} W. \tag{2,26}$$

Течения этого вида встречаются на устьевом взморье. Обычно принимают, что направление ветровых течений на устьевых взморьях совпадает с направлением ветра (на ограниченных мелководных акваториях влиянием силы Кориолиса пренебрегают), и поэтому полагают $\cos\varphi = 1$. Выражение, стоящее перед W в (2.26), – это, по существу, так называемый ветровой коэффициент. Как видно из (2.26), этот коэффициент ($K_W = 1{,}88\cdot 10^{-3}\frac{C}{\sqrt{g}}$) растет с увеличением коэффициента Шези. Так, при $C = 30$ м$^{1/2}$/с $K_W = 0{,}017$; при $C = 50$ м$^{1/2}$/с $K_W = 0{,}029$; при $C = 80$ м$^{1/2}$/с $K_W = 0{,}046$ [118, 136]. Эти цифры весьма правдоподобны: обычно считают, что скорость ветрового течения на мелководье составляет от 2 до 4 % скорости ветра [163]. Так, для устьевого взморья Волги Н.А.Скрипунов [176] получил в среднем $K_W = 0{,}027$, для устьевого взморья Миссисипи П.К.Скрютон [292] установил, что $K_W = 0{,}02...0{,}03$.

Если создаются условия, позволяющие пренебречь влиянием уклонов водной поверхности и ветра, то течения могут быть обусловлены только градиентами плотности воды. Эти градиенты (обычно ρ растет в сторону моря) создают чисто плотностное течение

$$v = \mp C h\sqrt{\frac{1}{2\rho}\left|\frac{\partial\rho}{\partial x}\right|}. \tag{2.27}$$

Здесь знак скорости обратен знаку выражения, стоящего под модулем.

В устьях рек плотностные течения, как правило, направлены поперек изопикн в сторону уменьшения плотности, то есть совсем не так, как в океане, где плотностные течения под влиянием силы Кориолиса совпадают с направлением изопикн. Однако в тех случаях, когда в устьях рек влияние силы Кориолиса существенно, также наблюдается отклонение плотностных течений от направления градиента плотности.

Гидравлика сопряжения потока и приемного водоема при квазиустановившемся движении воды. Под сопряжением потока и приемного водоема понимается продольное изменение уровней воды (глубин) и скоростей течения на устьевом участке водотока. Сложность сопряжения потока и водоема привела к тому, что в литературе встречаются весьма разноречивые суждения о гидравлике этого явления. Так, существует мнение о преобладании в устьях рек явления гидравлического спада ("устьевой спад") [112, 167], в ряде других работ, наоборот, отмечается, что водоем, как правило, оказывает подпорное влияние на втекающий в него поток [44, 163].

В работах автора обзора [118, 136] на примере прямоугольного канала было показано, что форма сопряжения потока и приемного водоема зависит от сочетания "нормальной" глубины h_o, то есть глубины равномерного движения воды в канале вне влияния приемного водоема, зависящей только от расхода воды Q, ширины канала B, уклона его дна i_o и шероховатости n ($h_o = \left[Qn/(B\sqrt{i_o})\right]^{3/5}$), и глубины в устьевом створе h_y, определяемой высотой стояния уровня приемного водоема $H_м$. При $h_o > h_y$ на устьевом участке канала формируются неравномерное ускоренное движение воды и кривая гидравлического спада ($dh/dx < 0$, $dJ/dx > 0$, $dv/dx > 0$); при $h_o < h_y$ формируются неравномерное замедленное течение воды и кривая гидравлического подпора ($dh/dx > 0$, $dJ/dx < 0$, $dv/dx < 0$); при $h_o = h_y$ формируется равномерное течение воды ($dh/dx = 0$, $dJ/dx = 0$, $dv/dx = 0$).

Расчет кривых подпора и спада в устьях рек и сопутствующих изменений скоростей течения ведут обычными методами гидравлики.

Отмеченные закономерности применимы и к реальным устьям, особенно с однорукавным устьевым участком. На примере устьевого участка Куры [136] выявлено, что при обычных расходах воды кривые водной поверхности представлены вогнутыми линиями, и только при очень больших расходах воды эти кривые становятся выпуклыми. Это свидетельствует о том, что явление гидравлического спада на устьевом участке р.Куры наблюдается лишь при довольно значительных расходах воды – более 700 м^3/с (для сравнения укажем средний многолетний расход воды – 515 м^3/с). Объясняется это тем, что русло на устьевом участке реки формируется при довольно больших руслоформирующих расходах воды, а в межень (или даже при средних расходах воды) оказывается в подпоре со стороны моря и устьевого бара. Такое состояние характерно для большинства устьевых участков рек. Аналогичные черты свойственны и продольным профилям водной поверхности устьевых участков рек с крупными дельтами [118, 136].

Наиболее характерные черты этих продольных профилей следующие: 1) уменьшение величины колебаний уровня от половодья к межени и, наоборот, по направлению к приемному водоему; 2) изменение продольных профилей водной поверхности с вогнутых на выпуклые при довольно больших расходах воды. При этом на участке вдали от приемного водоема и выше

дельты уровень воды в реке от межени к половодью поднимается приблизительно параллельно самому себе; 3) резкое увеличение уклонов водной поверхности при увеличении расходов воды в пределах дельты. Особенно значительно возрастают уклоны в нижней части дельты. Последнее связано не только с прекращением состояния подпора при возрастании расходов воды, но и со специфической особенностью многорукавных русловых систем, имеющих повышенные сопротивления и повышенные уклоны водной поверхности [118,136]. Во многих крупных дельтах увеличение уклонов водной поверхности в нижней части дельт отмечается даже в межень.

В пределах устьевого участка отметки дна русла реки обычно наинизшие. В межень при снижении уровня воды в реке создается впечатление переуглубления дна реки на устьевом участке как по отношению к уровню приемного водоема или отметкам дна устьевого бара (а часто и прилегающей части устьевого взморья), так и по отношению к вышележащим участкам реки, где глубины оказываются меньше. Первый вид переуглубления назван абсолютным, второй – относительным [136].

Абсолютное переуглубление объясняется тем, что любой водный поток формирует себе ложе с большей или меньшей глубиной, зависящей от расхода воды. Поскольку отметку уровня воды в устьевом створе приближенно можно считать равной отметке уровня приемного водоема, то дно устьевого участка реки оказывается ниже уровня моря или озера, в которые впадает река. Так, если на гребне устьевого бара даже у крупных рек глубина в естественном состоянии обычно не превышает 2–3 м, то на предбаровом участке реки могут встречаться глубины до 10 и даже 20–40 м (дельты Дуная, Миссисипи и др.). На дельтовых участках отечественных рек максимальные глубины, по-видимому, наблюдаются в устье Енисея – до 50 м. В устье Амазонки глубина превышает 70 м [167]. Абсолютное переуглубление особенно разительно в тех случаях, когда река впадает на отмелую часть приемного водоема. Так, глубина в устьях Волги, Урала оказывается значительно больше, чем на прилегающих участках моря. В дельте Ловати встречаются глубины до 14-15 м, в то время как в самом оз.Ильмень в межень глубина нигде не превышает 5 м [118].

Относительное переуглубление, то есть увеличение глубины русла вдоль течения в устьях рек, является в большинстве случаев следствием значительно меньшего снижения уровня воды от половодья к межени в самом устье по сравнению с вышележащим участком реки. В половодье (особенно значительное) глубины вдоль устьевого участка реки выравниваются, и явление относительного переуглубления исчезает. Иллюзия переуглубленности русла часто возникает вследствие того, что исследования устьевых участков рек ведут обычно именно в межень.

Однако нередки и случаи формирования на устьевом участке реки и действительно больших глубин (больших, чем выше по течению), что чаще всего связано с особенностями литологии дельтовых отложений [17,42,118,136].

Устьевые участки рек характеризуются весьма быстрым распластыванием волны половодья. Причины этого как гидравлические, так и морфологические особенности дельт и устьев рек вообще: стабилизирующее влияние уровня приемного водоема, большая ширина дельтовой поймы и многорукавность русловой сети дельты, повышенная шероховатость поверхности дельты и др.

Типичные для неприливных устьевых участков крупных рек изменения величины колебаний уровня вдоль потока приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Величины колебаний уровня воды (м) на устьевых участках рек [13,42,136]

Река	Период наблюдений	Расстояние от устьевого створа, км										
		0	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200
Волга	1941–1953 гг.	2,4	2,0	2,4	3,2	3,6	4,4	4,9	5,5	6,0	6,4	7,0
Дунай	1921–1965 гг.	1,8	1,5	2,2	2,9	3,5	4,2	4,6	5,2	5,5	5,9	6,2
Амударья	1951–1965 гг.	0,8	4,4	5,2	6,1	6,8	7,2	7,2	6,6	6,0	5,6	5,6

Некоторое увеличение размаха колебаний уровня воды в непосредственной близости от моря связано в рассматриваемых случаях со сгонно-нагонными колебаниями уровня воды. В приливных устьях рек аналогичное увеличение размаха колебаний уровня воды вблизи моря может быть связано с приливными явлениями.

Гидравлика сопряжения потока и приемного водоема при неустановившемся движении воды – паводках, приливах и нагонах. Воздействие паводков, приливных и сгонно-нагонных явлений существенно усложняет и без того сложные закономерности сопряжения потока и приемного водоема.

Длинные волны в устьях рек при неустановившемся движении воды могут быть классифицированы следующим образом [52, 136]:

1) прямые положительные волны – подъем половодья, паводка, попуска;

2) прямые отрицательные волны – спад половодья, паводка, попуска;

3) обратные положительные волны – фазы прилива (собственно прилив); повышение уровня при нагоне (собственно нагон); восстановление уровня после сгона;

4) обратные отрицательные волны – фаза отлива; понижение уровня после нагона (разрушение нагона); понижение уровня при сгоне (собственно сгон).

Прямой волной считают волну, двигающуюся в сторону водоема, обратной – от водоема. Положительная волна связана с повышением уровня, отрицательная – с его понижением.

Паводочная волна в устье реки быстро распластывается, что объясняется не только закономерностями движения самих паводочных волн на реках, но

и главным образом, стабилизирующим влиянием приемного водоема. Наиболее общие особенности сопряжения потока и водоема при движении паводка легко представить, рассматривая паводочную волну как сумму ступенчато изменяющегося расхода воды. В этом случае результаты анализа не будут сильно отличаться от выводов, полученных выше.

Однако наибольшее влияние на сопряжение потока и водоема оказывают обратные волны приливов и нагонов (сгонов).

Входящая в реку свободная приливная или нагонная волна искажает продольный профиль водной поверхности и закономерности продольного изменения скорости течения, описанные выше. На длинном устьевом участке потока может одновременно находиться несколько приливных волн. Вдоль течения в этом случае будет многократно изменяться не только уровень воды, уклоны (приобретающие как положительные, так и отрицательные значения), но и скорости течения, которые также могут быть и положительными, и отрицательными (направленными от водоема в реку).

Одиночные волны паводка (попуска), а также нагонные волны распространяются вдоль потока как бы **по** предшествующей явлению невозмущенной уровенной поверхности, зависящей от величины расхода воды реки потока вне влияния водоема $Q_р$ и фонового (осредненного) уровня воды приемного водоема $H_м$. Одиночная волна сгона распространяется как бы **под** предшествующей явлению невозмущенной уровенной поверхностью. Приливные же колебания уровня происходят **относительно** (выше и ниже) той уровенной поверхности, которая сформировалась бы на устьевом участке реки при отсутствии приливов и, так же как и при нагонах и сгонах, определялась бы только расходом воды водотока вне влияния водоема и фоновым уровнем водоема.

Уровни воды и скорости течения вдоль устьевого участка реки при приливных или сгонно-нагонных явлениях обычно рассчитывают с использованием уравнений Сен-Венана и их модификаций, например, (2.2) и (2.8) [58, 75, 94, 95, 111, 145].

Приливы в устьях рек. Приливные колебания уровня достигают в устьях рек максимальных на земном шаре величин: до 18 м (зал. Фанди), 13 м (Пенженская губа), 8–10 м (устье Мезени), 5–7 м (устье Северна) и т.д. В дельтах рек приливы обычно меньше, чем в эстуариях, но также достигают больших значений: 5–6 м (Ганг и Брахмапутра, Иравади), 3–4 м (Меконг), 4 м (Янцзы), 5 м (Амазонка). В дельтах крупных рек России (Сев.Двина, Печора) приливы не превышают 1–1,2 м [104]. Максимальный размах приливных колебаний уровня обычно отмечается вблизи морского края дельты.

На устьевом взморье на некотором удалении от морского края дельты приливные колебания уровня происходят относительно фонового (невозмущенного) уровня, приблизительно равного среднему приливному уровню. В водотоки дельты и в целом на устьевой участок реки колебания уровня в приливную фазу проникают относительно беспрепятственно. Однако этого

не происходит в отливную фазу: проникновению отлива на устьевой участок реки (особенно, если имеется разветвленная дельта) препятствуют мелководье устьевого взморья и, особенно, мелководные устьевые бары. Поэтому на устьевом участке реки приливные колебания уровня асимметричны: отливная часть кривой изменения уровня "срезается". Средний приливный уровень здесь выше фонового (невозмущенного), определяемого величиной стока. Вдали от морского края дельты наблюдаются лишь периодические повышения уровня в приливную фазу, а отливы туда не распространяются. Поэтому не лишено оснований утверждение, что вблизи взморья прилив распространяется по "среднему уровню", а в верхней части устьевого участка реки – по "стоковому уровню".

Геометрическое место полных вод при приливе (ГМПВ) в нижней части устьевого участка реки приближается к горизонтальной линии, геометрическое место малых вод при отливе (ГММВ) обычно выглядит как вогнутая линия, нередко резко снижающаяся в сторону моря на мелководном взморье.

Дальность распространения приливов в основном зависит от величины или амплитуды прилива ($\Delta H_{пр}$, $A_{пр}$), уклона водной поверхности J, определяемого речным стоком, от морфометрии и шероховатости русла. Эта дальность достигает в приливных устьях крупных рек, где в межень уклоны водной поверхности невелики, сотен километров (табл. 2.2).

При допущении о гармоническом характере колебаний приливные изменения уровня приближенно можно представить с помощью уравнения

$$\Delta H_x = A_м (\cos \omega t - \varphi) \exp(-kx), \qquad (2.28)$$

где $A_м$ – амплитуда прилива в устьевом створе, ω – частота приливных колебаний, φ – начальная фаза, t – время.

Дальность распространения приливов приближенно описывается формулой В.Е.Ляхницкого [109]

$$L_{пр} = A_м / J, \qquad (2.29)$$

где J – "стоковый" уклон водной поверхности.

В процессе распространения вверх по реке приливная волна трансформируется и распластывается: одновременно наблюдается уменьшение вверх по течению величины прилива и перекашивание приливной волны с уменьшением времени роста уровня и возрастанием времени падения уровня. Выделены [104, 134, 151] два вида трансформации приливных волн: динамическая и стоковая. Трансформация первого типа связана с неравенством скоростей распространения гребня и подошвы приливной волны и влиянием донного трения и преобладает в нижней части приливного участка, обычно там, где наблюдаются обратные течения. Трансформация второго типа связана с влиянием стока реки и стоковых уклонов водной поверхности и доминирует в половодье и в верхней части приливного участка реки. Перекашивание приливной волны в некоторых устьях рек ведет к ее обрушению – возникает явление, называемое "бор" (Ганг и Брахмапутра, устья рек Великобритании,

севера России), "пороpока" (Амазонка), "барр" (Сена), "маскаре" (Жиронда) [111, 167, 261].

Таблица 2.2

Максимальные дальности проникновения в реки приливов ($L_{пр}$), нагонов ($L_{иг}$), обратных течений ($L_{обр.т}$), осолоненных вод (L_S) в км

Река	$L_{пр}$	$L_{иг}$	$L_{обр.т}$	L_S	Источники
1	2	3	4	5	6
Амазонка	800-1500				[167]
Амударья		25			[135]
Амур	270			50	[183]
Волга		80			[135]
Ганг и Брахмапутра				88	[123]
Даугава				25	[157, 183]
Днепр*		106*		100*	[93]
Дон*		151*	63*	15	[159, 173]
Дунай		135		20–30	[42, 118]
Енисей	566	990	697	253	[48, 69]
Жиронда				75	[207, 208]
Индигирка		137			[69]
Иравади	250			70	[304]
Колвилл				60	[55]
Колыма		283			[69]
Красная	180		52	24	[139]
Кубань*		80*		10–15*	[173, 183]
Кулой	100		70	25	[104]
Кура				27	[43, 183]
Лена	25	56			[69]
Лиелупе				45	[183]
Луара	90			45	[261]
Мезень	90		55	28	[104]
Меконг	390		110	42	[139]
Миссисипи	400	500		218–240	[111, 261]
Нева		74	5		[44, 183]
Нигер	145				[167]
Обь	51	358		200	[69]
Онега	27		16	10	[104]
Печора	180		80	10	[104]
Сев.Двина	140		80	40–45	[45, 104]
Сенегал	450			300	[240]
Фрейзер				30	[260]
Эльба	155			50-70	[261,287,290]
Яна	10	133		60	[69]
Янцзы	600		180		[167]

Примечания: * – в условиях зарегулированного режима.

На приливном участке реки обычно можно выделить три зоны (рис. 2.4): с приливными колебаниями уровня и течений без поворота в сторону реки; с приливными колебаниями уровня и реверсивными течениями; с осолоненными водами. Последнюю зону можно подразделить на две: с осолоненными водами лишь в фазу прилива и с осолоненными водами в любую фазу прилива. Зоны перемещаются вдоль приливного участка с изменением расхода воды реки, величины и фазы прилива.

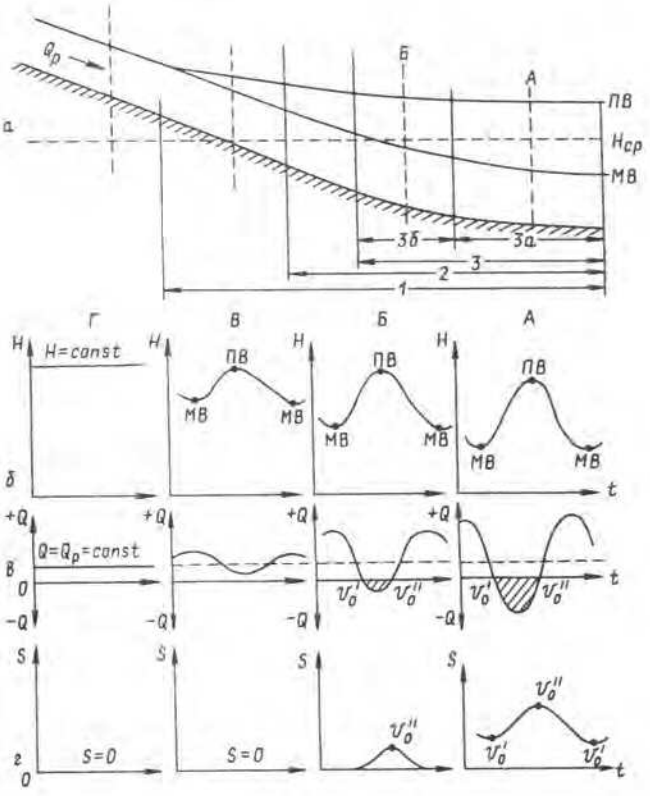


Рис. 2.4. Зоны на приливном устьевом участке реки (*а*): *1* – с приливными колебаниями уровня, *2* – с обратными течениями, *3* – с осолоненными водами (*3а* – в любую фазу прилива, *3б* – в приливную фазу); графики изменения в течение приливного цикла уровней воды (*б*), расходов воды (*в*), солености воды (*г*) на створах, расположенных на разном расстоянии от моря и в пределах различных зон; v_0' и v_0'' – моменты смены течений (нулевой скорости), заштрихованы области графиков при обратных течениях. ПВ– полная вода, МВ – малая вода при приливах, $H_{ср}$ – средний приливный уровень воды на устьевом взморье, $Q_р$ – речной расход воды

Скоростная структура потока в приливном устье реки довольно сложная, особенно в периоды смены течений: наблюдается разновременность перехода течений на разных глубинах с отливного на приливное и, наоборот, с приливного на отливное. Отливное течение прекращается и сменяется приливным вначале у дна и берегов, а затем в остальной части русла. Приливное течение прекращается, а затем переходит в отливное сначала на поверхности потока, а затем на нижних горизонтах. Поэтому продолжительность приливного течения у дна больше, чем у поверхности обычно на 1–1,5 ч.

Нагоны и сгоны в устьях рек. Нагонные подъемы уровня могут составлять в устьях рек 3–10 м [13, 44, 118, 167, 173, 221]. Катастрофические нагоны достигали (в м): в дельте Невы 4,23 (1824 г.); 3,57 (1924 г.); 2,82 (1955 г.) [44]; в дельте Дона – до 7 [159]; в дельте Кубани – 4 (1969 г.); в дельте Волги – 2,5 (1952 г.) [13]; в дельте Рейна и Мааса – 5 (1953 г.); в дельте Ганга и Брахмапутры – до 10. Сгоны в устьях рек обычно меньше и не превышают 1–2 м.

Максимальные величины нагонов и сгонов наблюдаются, как правило, на устьевом взморье вблизи морского края дельты и уменьшаются как в сторону реки, так и в сторону моря. Геометрическое место наивысших уровней при нагоне (ГМВУ) вблизи морского края дельты нередко приближается к горизонтальной линии. Геометрическое место наинизших уровней при сгоне (ГМНУ) снижается к морскому краю дельты и имеет наибольшие уклоны. Если нагоны обычно беспрепятственно проникают в водотоки дельт, то сгоны обычно в водотоках дельт заметно меньше по величине, чем на взморье: мелководные устьевые бары являются препятствием для проникновения крупных сгонов в дельту.

Дальность распространения нагонов на устьевой участок реки зависит прежде всего от величины самого нагона и уклона водной поверхности потока в предшествующий нагону период. Поэтому в устьях крупных рек (чем крупнее река, тем меньше ее уклоны) нагоны распространяются на очень большие расстояния (табл. 2.2).

Дальность распространения нагонов при заданных $Q_р$ (или J) и $\Delta H_м$ может быть определена методами гидравлики [75, 94] или с помощью приближенных соотношений [40, 136, 163] типа

$$\Delta H_x / \Delta H_м = \exp(-kx), \qquad (2.30)$$

где ΔH_x – высота нагона на расстоянии x от моря, $\Delta H_м$ – высота нагона на морском крае дельты, k – декремент затухания, зависящий от уклона в предшествующий нагону период или расхода воды реки. Приняв, что нагоном считается повышение уровня больше, чем на 5 см, можно из уравнения вида (2.30) определить и дальность распространения нагона:

$$L_{нг} = (\ln \Delta H_м - \ln 0{,}05) / k. \qquad (2.31)$$

Этот приближенный метод применен для оценки нагонов в устье Дона и их изменения в результате зарегулирования стока [40, 136, 163]. Сравнение

данных для периода естественного (1934–1951 гг.) и зарегулированного режима (1952–1969 гг.) показало, что: 1) режим нагонов в Азовском море и в нижней части дельты практически не изменился; 2) существенно уменьшились расходы воды малой обеспеченности и несколько возросли расходы воды средней и большой обеспеченности; 3) в уменьшившееся половодье дальность распространения нагонов увеличилась, а при возросших средних и меженных расходах – уменьшилась.

Таким образом, зарегулирование стока сказывается на режиме нагонов в устье реки прежде всего через изменение расходов воды, в целом не увеличивая, как иногда считают, а уменьшая влияние нагонов на устье реки. Существенное изъятие стока должно, конечно, усилить воздействие нагонов на режим устьев рек. Полученные выводы могут быть перефразированы следующим образом: антропогенное уменьшение меженного стока увеличивает длину устьевой области реки, искусственное увеличение меженного стока уменьшает длину устьевой области реки.

При сгонно-нагонных явлениях распределение скоростей течения в русле зависит от направления и силы ветра. При нагонах периоды двуслойных течений, как правило, очень коротки. При очень сильных ветровых нагонах поворот прямого течения на обратное и обратного на прямое происходит практически одновременно на всех глубинах, хотя затухание поверхностных течений в период развития нагона идет интенсивнее. При восстановлении прямых течений точка с максимальной скоростью опускается ниже поверхности, так как встречный ветер еще оказывает действие на водную поверхность. При средних и слабых нагонных ветрах может наблюдаться двуслойная циркуляция более продолжительное время: на поверхности и у берегов поток направлен в реку, у дна – к морю. Обратные течения возникают сначала у берегов, где речное течение слабее, затем распространяются в поверхностном слое на всю ширину потока, а потом захватывают все русло. При ослаблении ветра переход обратного течения на прямое начинается у дна. Таким образом, последовательность смены течений по живому сечению русла существенно отличается от той, которая наблюдается при приливах.

Длительность обратных течений при нагонах зависит от длительности нагонного ветра, от скорости речного течения в предшествующий нагону период и от глубины русла. Обратное нагонное течение очень быстро устанавливается в мелководных прибрежных частях русла. Часто весь эффект нагона сказывается лишь на мелководье. У подветренного берега обратное течение возникает раньше и прекращается позднее, чем в остальной части русла.

Возможен случай, когда нагонная волна, приходящая с акватории моря, не сопровождается ветром нагонного направления в самом устье. Смена течений происходит при этом как при приливах: обратное течение начинается со дна, прямое – с поверхности. Иногда при нагонах одновременно наблюдаются элементы "ветровой" и "приливной" схем смены течений, что особенно характерно для глубоких рукавов. В таких случаях обратные течения

могут возникать на поверхности у берегов вследствие нагонного ветра, а у дна – вследствие гидростатического эффекта, как при приливах. Однако восстановление прямого течения в обоих случаях обычно начинается со дна, так как на поверхности этому препятствует ослабевший, но еще действующий нагонный ветер. Такие случаи нередки в дельтах Невы и Днепра [44, 93].

При сгонах скорости течения увеличиваются в основном в поверхностном слое. При восстановлении уровня воды после сгона скорости течения по всему сечению, начиная со дна, уменьшаются, а при очень быстром подъеме уровня после сгона может произойти поворот течения у дна. Подток вод, часто осолоненных, в рукава дельты при разрушении сгона иногда наблюдается в устьях Дона, Днепра, Дуная [118].

Кинематика прямых и обратных волн в устьях рек. Если закономерности кинематики прямых волн (волн паводков) на реках изучены достаточно детально уже давно [11, 28, 32], то кинематика обратных волн в устьях рек (волн приливов, нагонов и сгонов) была исследована лишь совсем недавно [117, 118, 136, 269]. Исследование на экстремумы уравнений неразрывности вида (2.1), расхода воды $Q = Bhv$ и движения вида (2.2) позволило выявить последовательность наступления экстремальных значений гидравлических характеристик потока (табл. 2.3).

Анализ кинематики прямых и обратных волн в устьях рек (табл. 2.3) позволяет сделать следующие основные выводы [117, 118, 136]. Максимумы характеристик потока в прямой положительной волне и минимумы характеристик потока в прямой отрицательной волне в устье реки (паводочная волна) наступают в такой последовательности во времени: вначале экстремумы уклона, затем экстремумы скорости течения, расхода воды и, наконец, уровня воды или глубины. При движении обратной отрицательной волны (отлив, сгон) вначале наступают максимумы расхода воды, скорости течения, уклона, а затем минимум уровня воды.

В обратной положительной волне (прилив, нагон) без поворота течений в сторону реки последовательность экстремумов такова: минимумы расхода воды, скорости течения, уклона, максимум уровня воды. В том случае, когда движение обратной положительной волны (прилив, нагон) сопровождается возникновением обратных течений, последовательность наступления экстремумов изменяется: вначале наступает максимум обратной величины уклона, затем максимумы обратных величин скорости течения и расхода воды, максимум уровня. Для этого случая характерны моменты перехода характеристики потока через нуль, что предшествует повороту течений в сторону реки. Это – моменты нулевого уклона и несколько запаздывающий по отношению к нему момент нулевой скорости течения и нулевого расхода воды. При восстановлении течения в сторону приемного водоема нулевые значения характеристик потока следуют за максимумом уровня воды: сначала наступает момент нулевого уклона, а затем момент нулевой скорости течения и нулевого расхода воды.

Таблица. 2.3

Кинематическая схема наступления экстремальных и нулевых значений гидролого-морфометрических характеристик на устьевом участке реки

Гидрологическое явление	Последовательность наступления экстремальных и нулевых значений характеристик
Паводок	$H_{мин}$; $J_{макс}$; $s_{макс}$; $v_{макс}$; $q_{макс}$; $H_{макс}$; $J_{мин}$; $s_{мин}$; $v_{мин}$; $q_{мин}$; $H_{мин}$;
Прилив–отлив–прилив (без поворота течений в сторону реки)	$H_{макс}$; $q_{макс}$; $v_{макс}$; $s_{макс}$; $J_{макс}$; $S_{мин}$; $q_{мин}$; $v_{мин}$; $s_{мин}$; $J_{мин}$; $S_{макс}$;
Прилив–отлив–прилив (с поворотом течений в сторону реки)	$H_{макс}$; $J=0$; $q=0$, $v=0$, $r=0$, $s_{мин}$, $S_{макс}$; $q_{макс}$; $v_{макс}$; $s_{макс}$; $J_{макс}$; $H_{мин}$; $J=0$; $q=0$, $v=0$, $r=0$, $s_{мин}$, $S_{мин}$; $-J_{макс}$; $S_{макс}$; $-v_{макс}$; $-q_{макс}$; $H_{макс}$;
Нагон (без поворота течений в сторону реки)	$H_{нач}$; $q_{мин}$; $v_{мин}$; $s_{мин}$; $J_{мин}$; $H_{макс}$; $q_{макс}$; $v_{макс}$; $s_{макс}$; $J_{макс}$; $H_{кон}$;
Нагон (с поворотом течений в сторону реки)	$H_{нач}$; $J=0$; $q=0$, $v=0$, $r=0$, $s_{мин}$, $S_{мин}$; $-J_{макс}$; $s_{макс}$; $-v_{макс}$; $-q_{макс}$; $H_{макс}$; $J=0$; $q=0$, $v=0$, $r=0$, $s_{мин}$, $S_{макс}$; $q_{макс}$; $v_{макс}$; $s_{макс}$; $J_{макс}$; $H_{кон}$;
Сгон (без поворота течений в сторону реки)	$H_{нач}$; $q_{макс}$; $v_{макс}$; $s_{макс}$; $J_{макс}$; $H_{мин}$; $q_{мин}$; $v_{мин}$; $s_{мин}$; $J_{мин}$; $H_{кон}$;
Сгон (с поворотом течений в сторону реки)	$H_{нач}$; $q_{макс}$; $v_{макс}$; $s_{макс}$; $J_{макс}$; $H_{мин}$; $J=0$; $q=0$, $v=0$, $r=0$, $s_{мин}$, $S_{мин}$; $-J_{макс}$; $s_{макс}$; $-v_{макс}$; $-q_{макс}$; $H_{макс}$; $J=0$; $q=0$, $v=0$, $r=0$, $s_{мин}$, $S_{макс}$; $v_{макс}$; $s_{мин}$; $J_{макс}$; $H_{кон}$;

Примечания: 1. Экстремальные значения характеристик, наступающие друг за другом, отделены точкой с запятой; наступающие одновременно - запятой.

2. Индексы "нач" и "кон" относятся к уровню в начале и конце нагона (сгона).

3. S - средняя по сечению соленость воды (в тех случаях, когда в устье проникают осолоненные воды взморья).

4. s - средняя мутность. Минимальное ее значение, отвечающее условию $v = 0$, превращается в нулевое для крупных фракций наносов; q и r - удельные расходы воды и наносов.

5. Отрицательные величины относятся к случаю обратных течений.

Наблюдения в устьях рек в условиях приливов и сгонно-нагонных явлений в целом подтверждают приведенную схему [45, 111, 118, 136 и др.].

Сдвиг фаз изменения уровня и скорости течения при приливах оказался тем больше, чем больше величина прилива и диапазон изменения скорости течения. Сдвиг фаз между максимумом уровня и моментом перехода течения с приливного на отливное (вторая нулевая скорость) обычно составляет 0–1 ч, между максимальной отливной скоростью и минимумом уровня – 0–5 ч.

Сдвиг фаз между изменениями уровня и течений при нагонах и сгонах может составлять следующие величины: между минимумом скорости и максимумом уровня до 3–4,5 ч, между максимумом уровня и второй нулевой скоростью – как и при приливах, около 0,5 ч, между максимумами уровня и скорости – 2,5–6 ч, увеличиваясь с удалением створа от моря.

2.2. Смешение речных и морских вод в устьях рек

Растекание речных вод на устьевом взморье. С точки зрения физики процесса втекание речного потока в водоем представляет собой инерционно-гравитационно-плотностное течение [136]. Если отсутствуют градиенты плотности, то это течение будет инерционно-гравитационным, если можно пренебречь уклоном водной поверхности, то – инерционно-плотностным, если же отсутствуют и уклоны водной поверхности, и градиенты плотности, то – просто инерционным. Сходная классификация струйных течений на устьевом взморье дана в работах [219, 307]. Выделены три вида течений по преобладанию одной из трех сил – инерции (турбулентная диффузионная струя в случае больших скоростей течения, больших глубин на взморье, малых градиентов плотности), трения (расширяющаяся струя на мелководье), плавучести (случай втекания пресного речного потока в соленую морскую воду). В морских устьях крупных рек преобладают случаи, когда совместно действуют силы инерции и плавучести.

Ч.Бейтс [212] рассматривал три типа втекания речного потока в приемный водоем – гипопикнальное (плотность речной воды меньше плотности воды в водоеме), гиперпикнальное (плотность воды реки больше плотности воды в водоеме), гомопикнальное (плотности равны). Первый случай наиболее типичен для втекания рек в море с солоноватой или соленой водой: речная струя распространяется над более плотной морской водой. Второй случай отмечается, когда более холодная речная вода втекает в пресный водоем с более теплой водой, как например, осенью при впадении Селенги в Байкал, Роны в Женевское озеро, Рейна в оз.Констанца, либо, когда в водоем впадает речная вода с очень большим содержанием мелких наносов, как например, в устье р.Хуанхэ. В обоих этих случаях речной поток "ныряет" под воду водоема и втекает в него в виде "плотностного", "плотного" течения.

При исследовании втекания речного потока в приемный водоем и смешения вод ключевым вопросом является гидродинамика речной струи.

Первыми естественными попытками исследования процесса втекания речного потока в водоем было использование уже давно разрабатываемой в гидромеханике теории затопленных свободных турбулентных струй [1, 206]. Согласно этой теории струя, попадая в массу однородной жидкости, постепенно расширяется и рассеивается. На некотором протяжении от отверстия, из которого вытекает струя (начальное сечение), скорость течения по оси струи остается неизменной, и образуется так называемое ядро постоянных скоростей. Это – начальный участок струи. Переходное сечение отделяет этот участок от основного участка, где скорости течения вдоль струи уменьшаются. В этой теории рассматриваются два вида струй – осесимметричная (круглая) и плоская струя.

Нам известны всего две попытки применить теорию затопленных свободных турбулентных струй к устьям рек. Уравнения Альбертсона [206] использовали Ч.Бейтс [212] и В.Аксельсон [209]. Ч.Бейтс, построив график $u_x / u_0 = f\ (x / B_0)$, где u_0 и u_x – скорости течения на оси струи в устьевом створе и на расстоянии x от него, B_0 – ширина реки в устьевом створе, сопоставил теоретические значения скоростей течения с весьма ограниченными данными наблюдений в устье Юго-Западного рукава дельты Миссисипи. Ч.Бейтс сделал вывод о лучшем соответствии данным наблюдений уравнения для плоской струи. Однако это утверждение нам представляется недостаточно убедительным, так как приведенные самим Ч.Бейтсом данные наблюдений сделать какой-либо определенный вывод не позволяют. Кроме того, Ч.Бейтс ошибочно вел отсчет расстояний не от гребня устьевого бара, где собственно только и начинается взаимодействие вод реки и водоема, а от устьевого створа (конца устьевых кос), расположенного на расстоянии 4–5 B_0 выше гребня бара.

В.Аксельсон [209], в отличие от Ч.Бейтса, распространяя уравнения Альбертсона на устья рек, представил их в виде графика $u_x / u_0 = \varphi\ (x/h_0)$, где h_0 – глубина в начальном сечении. При этом натурного подтверждения этим уравнениям приведено не было.

Делались попытки применения к случаю втекания потока в водоем и теории турбулентного пограничного слоя. При этом использовались различные гипотезы о величине и распределении турбулентного касательного напряжения в пограничном слое расширяющегося потока (гипотезы Прандтля, Тейлора, Тольмиена, Рейхардта, В.М.Маккавеева и др.). Наибольшую известность получили решения, предложенные И.М. Коноваловым [86, 87] и А.Г.Эльродом [209]. В последнее время в подобных решениях стали учитывать также трение потока о дно, что сделало их, таким образом, более универсальными [50].

Уравнение Эльрода распространил на устья рек В.Аксельсон [209]. Им построен график $u_x / u_0 = \varphi\ (x / h_0)$ при $B_0 / h_0 = 50$, однако сопоставлений с данными наблюдений не сделано. Разработанный на основе теории И.М.Коновалова расчетный метод В.В.Баланина и В.М.Селезнева был при-

менен к случаю втекания р.Селенги в оз.Байкал. Расчетом получены скорости течения, значительно отличающиеся от измеренных в натуре [3].

Теория продольного динамического равновесия потока (с трением на боковых поверхностях раздела, определяемым аналогично трению на твердой стенке) для описания закономерностей поведения свободно расширяющейся струи в водоеме была впервые применена Н.М.Бернадским [21]. И.И.Леви [98] эту же теорию использовал для описания гидравлического режима потока в нижнем бьефе гидроузла. И в том, и в другом случае уменьшение скоростей течения в расширяющемся потоке описывалось экспонентой. К устьям рек эта теория была применена В.Н.Михайловым [115], а затем А.И.Симоновым [175]. Основы такого подхода изложены выше в разделе 2.1. Уравнение вида (2.14) оказалось весьма перспективным для описания уменьшения скоростей течения в инерционной речной струе на приглубом устьевом взморье. Оно подтверждено данными автора по устьям многих рек [115, 118], а также материалами лабораторных опытов [115, 118]; применено к устью Кубани А.И.Симоновым [175], к устью Куры А.Н.Цицаревым [43], к устью Амударьи С.С.Ходкиным [158]. Привлечение многочисленных данных позволило [118] получить график (рис. 2.5), убедительно показывающий применимость к устьям крупных рек зависимости вида

$$v / v_0 = \exp (-kx / h_0). \qquad (2.32)$$

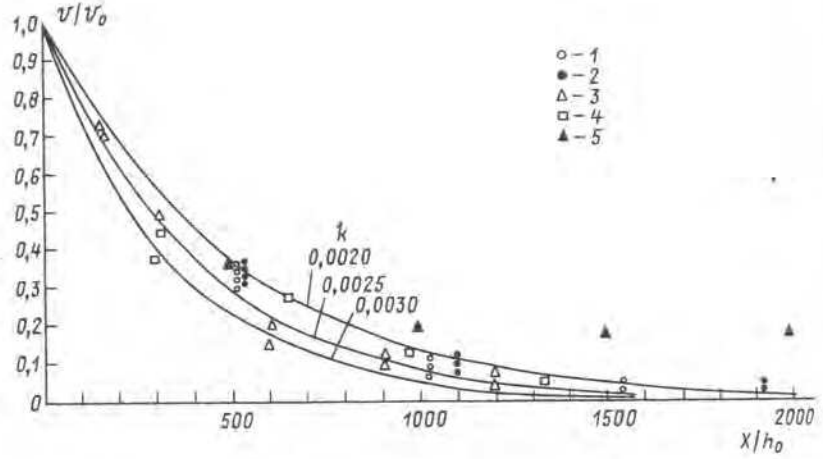


Рис. 2.5. Изменение средней скорости течения вдоль речной струи на устьевом взморье [118, 136]

1 – Кубань, 2 –Кура, 3 – Дунай, 4 – Амударья, 5 – Волга; кривые построены по уравнению (2.32) при различных значениях параметра k

Рис. 2.5 иллюстрирует тот факт, что в координатах v / v_0 и x / h_0, где v – средняя (или осевая) скорость течения на расстоянии x от устьевого створа (точнее – гребня устьевого бара), v_0 и h_0 – скорость течения и глубина при $x = 0$, струи в разных устьях рек подобны. Величина декремента затухания k изменяется по данным наблюдений довольно в узких пределах: от 0,002 до 0,003. Исключение составило лишь взморье Волги, где гашение скоростей течения, судя по рис. 2.5, идет медленнее, чем в устьях других рек. Это объясняется тем, что взморье Волги отмелое и на нем на большом протяжении сохраняются уклоны водной поверхности. Это, в соответствии с (2.12), должно замедлять интенсивность уменьшения скоростей течения вдоль струи. На приглубом взморье $J \sim 0$, и гашение скоростей идет быстрее.

Пространственная картина растекания речной струи на устьевом взморье рассматривается в работах [115, 118, 136, 168, 169]. Вариантные расчеты [115, 118, 136] показали, что при втекании речной воды в глубокий пресный водоем транзитная часть струи сжимается, причем тем сильнее, чем больше глубина, а вся турбулентная струя расширяется. В случае втекания потока в водоем с более плотной водой происходит отрыв струи от дна и резкое ее расширение. Расширению струи способствует наличие мелководного бара.

К сожалению, в литературе очень мало случаев описания поведения речных струй в природных условиях. Наблюдения в устье Миссисипи [212, 219, 292, 307, 310] показали, что сразу же по выходе на взморье струя резко расширяется. Интенсивное расширение, по-видимому, продолжается до гребня устьевого бара, а затем сменяется расширением более медленным. О резком расширении струи в районе бара свидетельствуют данные наблюдений в устьях Дуная [214], Кубани [175], Куры [43], а также данные измерений автора и визуальных авианаблюдений в устьях рек Дуная, Сулака, Терека, Амударьи и др. [118, 136]. При отсутствии бокового ветра и значительных вдольбереговых течений речная струя на приглубом взморье при втекании реки в водоем с более плотной водой – это раструб с резким расширением в начальной его части. Но и это – лишь частный случай, так как достаточно небольшому боковому ветру вызвать вдольбереговые течения, чтобы вся струя ("шлейф", "факел" мутных речных вод) развернулась по ветру (течению) и прижалась к берегу [212, 252].

По мере расширения струи и вовлечения в движение водных масс водоема скорости течения в струе уменьшаются, а расход воды увеличивается.

Из наиболее простого уравнения (2.32) следует

$$dv/dx = -\frac{k}{h_0} v_0 \exp\left(-k\frac{x}{h_0}\right), \tag{2.33}$$

$$x_m = \frac{h_0}{k} \ln \frac{v_0}{v_m}. \tag{2.34}$$

Формула (2.33) указывает на то, что "гашение" скоростей течения в струе тем интенсивнее, чем больше начальная скорость, больше суммарный коэф-

фициент трения и меньше расстояния от начального створа. Формула (2.34) характеризует "дальнобойность" струи. Расстояние до точки с некоторой заданной минимальной скоростью течения v_m, при которой струя еще сохраняет свою индивидуальность, тем больше, чем больше начальная скорость течения и меньше суммарный коэффициент трения.

Расход воды в струе по мере ее растекания на взморье вследствие подсоса морских вод увеличивается. Если принять гипотезу о постоянстве количества движения в струе [115], то расход воды должен увеличиваться вдоль струи по закону

$$Q = Q_o \frac{v_o}{v} = Q_o \exp\left(\frac{kx}{h_o}\right). \qquad (2.35)$$

Увеличение расхода воды вдоль речной струи на первый взгляд выглядит парадоксальным. Однако наблюдения этот факт подтверждают. Действительно, в приглубом водоеме расход воды вдоль струи вследствие вовлечения в движение воды водоема до некоторого предела возрастает. На это обстоятельство прозорливо обратил внимание еще адмирал С.О.Макаров. Относительно устьев рек он писал: "Как ни незначительно кажется количество речной воды по сравнению с прилегающей частью океана, тем не менее влияние пресной воды очень велико. Пресная вода производит течение не непосредственно, а через смешение с соленой водою... Река приводит в движение такое количество морской воды, которое в сто и более раз превосходит самую реку" [110, с.151–152].

Одновременно с увеличением расхода воды и вовлечением в движение морских вод возрастает средняя соленость воды в струе [119]:

$$S_x = S_M - (S_M - S_p)\exp\left(-\frac{kx}{h_o}\right), \qquad (2.36)$$

где $S_м$, $S_р$, S_x – соответственно соленость морской, речной и смешанной воды (на расстоянии x от начального створа). Формула (2.36) выведена на основе уравнения водно-солевого баланса струи и соотношения (2.35).

Устьевая зона смешения и типы смешения речных и морских вод.

Наилучшими показателями смешения речных и морских вод в устьях рек являются продольное и вертикальное распределение солености воды.

Наиболее характерным случаем является формирование в устьевой области реки зоны смешения (рис. 2.6), в пределах которой соленость воды возрастает в сторону моря от солености, свойственной речной воде (обычно не более 0,2– 0,5‰), до солености морской воды (10 – 40‰ в разных морях). В пределах зоны смешения соленость воды монотонно возрастает в сторону моря, в простейших случаях согласно уравнению (2.36). Положение зоны зависит от речного стока, фазы приливов (рис. 2.6), а также от ветра и сгонно-нагонных явлений. Поэтому эта зона испытывает как сезонные, так и кратковременные изменения.

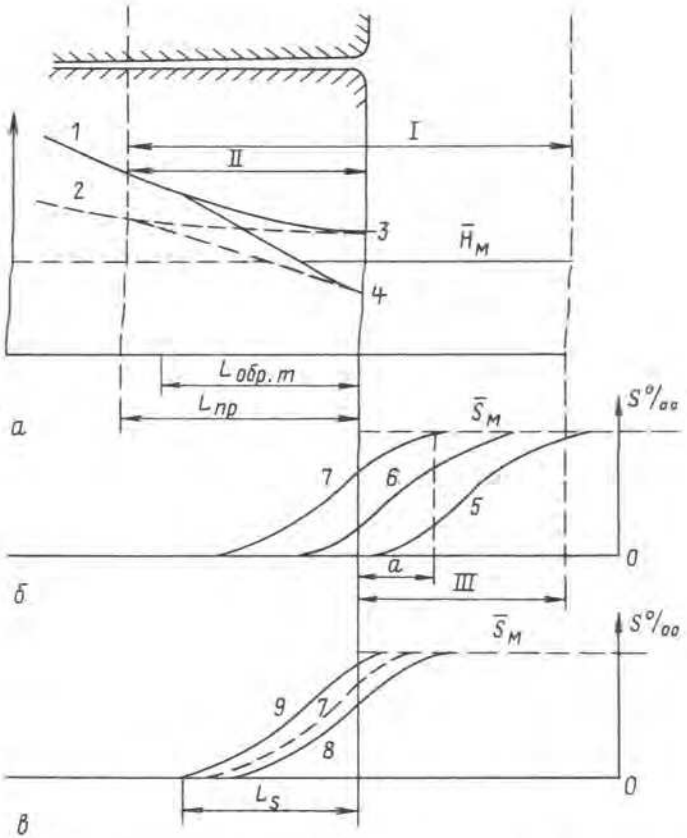


Рис. 2.6. Схема устьевой зоны смешения [123]

а – продольный профиль уровенной поверхности в устье реки при наибольших (*1*) и наименьших расходах воды (*2*), приливе (*3*) и отливе (*4*); *б* – продольный профиль изменения осредненной за приливный цикл средней по глубине солености воды при наибольших (*5*), средних (*6*) и наименьших (*7*) расходах воды; *в* – продольный профиль изменения средней по глубине солености воды при наименьшем речном стоке: осредненный за прилив (*7*), при смене течений в отлив на малой воде (*8*) и в прилив на полной воде (*9*); *I* – устьевая область реки, *II* – устьевой участок реки, *III* – устьевое взморье, $\bar{H}_м$ – средний уровень моря, $\bar{S}_м$ – средняя соленость воды моря. Остальные обозначения см. в тексте.

Большая часть зоны смешения обычно находится на устьевом взморье (открытом, полузакрытом). Здесь создается область опреснения, площадь которой зависит от объема речного стока, направления ветра и глубин [130, 151, 173, 176, 177, 179]. В процессе формирования поля солености воды под

влиянием речного стока отмечается инерционность: чем дальше в море от морского края дельты, тем больше сдвиг фаз изменения расходов воды и солености воды. На приглубом устьевом взморье Дуная этот сдвиг возрастает с 10–20 дней вблизи морского края дельты до 30-40 дней на мористой границе зоны смешения. В то же время ветер наиболее сильно влияет на периферийные части области опреснения [130]. Площадь области опреснения на отмелом взморье типа взморья Волги сильно зависит, кроме того, от объема самого взморья: снижение фонового уровня моря уменьшает глубины и объем взморья и, при заданной величине стока воды реки, увеличивает площадь области опреснения [151, 176, 177]. Повышение фонового уровня моря приводит к противоположному эффекту.

В ледовый период процессы смешения речных и морских вод на устьевом взморье коренным образом изменяются [178]. Лед изолирует водную толщу от воздействия ветра, в результате чего возрастает влияние стока на режим взморья. Речные менее плотные воды распространяются подо льдом тонким (1-1,5 м) поверхностным слоем на большие расстояния, почти не смешиваясь с морскими водами. Пресная вода, в свою очередь, изолирует лед от осолоненных вод, способствуя процессу ледообразования.

Зона смешения речных и морских вод иногда может распространяться и в водотоки дельты (при пониженном стоке, нагонах и приливах), создавая явление – проникновение осолоненных вод в реки [41, 123]. Осолоненные воды иногда проникают в реки на десятки километров (табл. 2.2).

Соленость воды в зоне смешения, вне зависимости от того, находится ли она на открытом или полузакрытом устьевом взморье, обычно монотонно возрастает от реки к морю. Это изменение солености часто описывают затухающей в сторону моря экспонентой [118, 119, 175], например, по формуле вида (2.36).

Однако встречаются случаи и аномального продольного распределения солености воды в зоне смешения. В условиях засушливого климата, когда испарение с водной поверхности превышает приток пресных вод с рекой и атмосферными осадками, в засушливый период года на устьевых участках некоторых рек и в эстуариях возникают области повышенной солености воды. Это явление получило название "обратный" эстуарий [132, 283]. В последнее время это явление, усугубленное длительной засухой, отмечено в устьях некоторых рек Западной Африки [132, 211, 275, 276, 277, 289].

Вертикальное распределение солености воды в зоне смешения зависит от соотношения влияния речного стока и морских факторов (приливы, волнение) и бывает трех типов: I) полное (хорошее) перемешивание, слабая стратификация; II) частичное (умеренное) перемешивание, умеренная стратификация; III) клин осолоненных вод, сильная стратификация (см. разд. 1.2). Каждому из этих типов отвечает свой параметр стратификации n (формула (1.3)) и характерные черты вертикального распределения солености воды и течений (рис. 2.3). Для первого типа характерен результирующий поток,

направленный на всех глубинах в сторону моря (рис. 2.3 *а*). Параметр стратификации n меньше 0,1. Во втором случае результирующие скорости течения обычно направлены в поверхностном слое в сторону моря, в придонном – в сторону реки; соленость воды плавно (без скачка) возрастает от поверхности ко дну (рис. 2.3 *б*). Параметр n принимает значения от 0,1 до 1,0. Для третьего типа (клин осолоненных вод) результирующий поток в относительно тонком верхнем слое направлен в сторону моря, в придонном слое (в "клине") наблюдается медленное перемещение воды в сторону реки; верхний пресный или сильно опресненный слой отделен от нижнего сильно осолоненного слоя резкой границей раздела (рис. 2.3 *в*). Параметр n больше 1,0.

Первый тип смешения характерен для условий малого стока и сильного воздействия приливов или волнения. Увеличению вертикальных градиентов солености воды способствуют увеличение стока и уменьшение воздействия приливов и волнения. Поэтому по мере возрастания роли речного стока и уменьшения воздействия приливов происходит смена первого типа смешения (полное перемешивание) на второй (частичное перемешивание), а затем и на третий (клин осолоненных вод). Поэтому во многих устьях рек отмечены сезонные изменения типа смешения, отражающие сезонный характер стока, и полумесячные изменения, отражающие фазовые колебания приливов (цикл сизигия-квадратура). Степень стратификации вод в половодье и квадратуру больше, в межень и сизигию – меньше.

Вертикальное распределение солености воды в "обратных" эстуариях различно для участков, расположенных в области повышенной солености, выше и ниже ее (рис. 2.3 *г*).

Для определения типа смешения и стратификации, помимо формального критерия – параметра стратификации n, применяют целый ряд динамических критериев. К их числу относится приливный параметр Х.Б.Симмонса α [298]:

$$\alpha = \frac{Q_p T}{P_t}, \qquad (2.37)$$

где P_t – приливная призма, или объем воды $V_{пр}$, входящей в устье за приливную фазу; Q_p – расход речной воды, осредненный за приливный цикл с периодом T. Иногда [272] вместо параметра α используется параметр α^1, отличающийся от предыдущего тем, что вместо периода прилива T в него входит длительность приливной фазы $T_{пр}$.

По Симмонсу случаю хорошего перемешивания отвечает условие $\alpha < 0{,}1$, клину соленых вод $\alpha > 1$.

Параметры α и α^1 обращаются в бесконечность при отсутствии приливов, поэтому их удобнее заменить на параметр с противоположным смыслом, например [123]:

$$\beta = \frac{V_{пр}}{Q_p T}, \qquad (2.38)$$

Д.Р.Ф.Харлеман и Дж.Абрахам предложили в 1966 г. параметр, названный ими "эстуарным числом" [301]

$$E = \frac{P_t \, \mathrm{Fr}_o^2}{Q_p \, T} = \frac{\mathrm{Fr}_o^2}{\alpha}, \qquad (2.39)$$

где Fr_o – число Фруда, равное

$$\mathrm{Fr}_o = \frac{v_{\text{макс}_o}}{\sqrt{g\bar{h}}}, \qquad (2.40)$$

$v_{\text{макс}_o}$ – максимальная величина средней по сечению приливной скорости течения за время приливной фазы в устьевом створе, $\bar{h}$ – средняя за приливный цикл глубина в устьевом створе.

М.Л.Тэтчер и Д.Р.Ф.Харлеман [301] ввели еще один параметр, названный ими "внутренним эстуарным числом" E_ρ:

$$E_\rho = \frac{P_t \, \mathrm{Fr}_{\rho_o}^2}{Q_p \, T} = \frac{\mathrm{Fr}_{\rho_o}^2}{\alpha} = \frac{E}{\Delta\rho / \rho_{\text{ср}}}, \qquad (2.41)$$

где Fr_{ρ_o} – плотностное число Фруда:

$$\mathrm{Fr}_{\rho_o} = \frac{v_{\text{макс}_o}}{\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_{\text{ср}}} g\bar{h}}}, \qquad (2.42)$$

$\Delta\rho$ – разница плотностей морской и речной воды:

$\Delta\rho = \rho_м - \rho_р$, $\rho_{\text{ср}} = 0{,}5\,(\rho_м + \rho_р)$.

Кроме приведенных критериев, нередко используют также различные вариации числа Ричардсона. Применяют обычное "градиентное" число Ричардсона [224, 225, 243, 244, 272]

$$\mathrm{Ri} = -\frac{\rho}{g} \frac{\partial\rho / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2}, \qquad (2.43)$$

Обычно считают, что критическое значение числа Ричардсона равно 0,25: при $\mathrm{Ri} > 0{,}25$ прекращается вертикальное перемешивание. Но фактически критическое значение лежит в более широком диапазоне: от 0,03 до 1 [225, 244].

Х.В.Фишер [239] ввел "эстуарное число Ричардсона"

$$\mathrm{Ri}_E = \left(\frac{\Delta\rho}{\rho_{\text{ср}}} g \, Q_p\right) / \left(B \, \bar{v}_t^3\right), \qquad (2.44)$$

где B – ширина русла, $\bar{v}_t$ – осредненное значение приливной скорости течения: $\bar{v}_t = \left(\frac{1}{T}\int_0^T v_t^2 \, dt\right)^{1/2}$. Ri_E характеризует влияние на процесс смешения сил плавучести и скоростей течения.

К.Р.Дайер и А.Л.Нью [225] предложили упрощенный вариант числа Ричардсона – "слоевое число Ричардсона" (layer Richardson number)

$$\mathrm{Ri}_L = \frac{gh}{v^2}\frac{\Delta\rho}{\rho} \,. \qquad (2.45)$$

Это число, по мнению авторов [225], является хорошим показателем типа смешения вод в эстуариях. При $\mathrm{Ri}_L > 20$ турбулентность, генерируемая у дна, слаба, стабильная граница раздела с внутренними волнами. В диапазоне Ri_L от 2 до 20 донная турбулентность растет, вызывая усиление перемешивания. При $\mathrm{Ri}_L < 2$ наступает полное перемешивание.

Легко заметить, что Ri_L обратно квадрату плотностного числа Фруда $\mathrm{Ri}_L = \mathrm{Fr}_\rho^{-2}$, где

$$\mathrm{Fr}_\rho = \frac{v}{\sqrt{gh\Delta\rho/\rho}} \,. \qquad (2.46)$$

Плотностное число Фруда использовали в своей классификационной схеме еще Хансен и Раттри [246], однако явной связи с типом смешения отмечено не было.

Близкое по смыслу число Ричардсона предложил Дж.Р.Груберт [244]:

$$\mathrm{Ri} = \frac{g(1-\rho_1/\rho_2)h}{v_1 - v_2} \,, \qquad (2.47)$$

где v_1 и v_2, ρ_1 и ρ_2 – соответственно скорости течения и плотности воды в верхнем (1) и нижнем (2) слоях, h – толщина слоя перемешивания. Критическое значение Ri для верхнего слоя, по Груберту, от 1 до 3,5.

Обобщенные критериальные значения наиболее информативных параметров сведены в табл. 2.4 [123, 225, 246, 298, 301].

Таблица 2.4

Типы перемешивания и стратификации вод в устьях рек и критериальные значения параметров

Тип	Характер перемешивания	Характер стратификации	n	α	β	E	E_ρ	Ri_E	Ri_L
I	полное (хорошее)	слабая	0–0,1	0–0,1	> 1,0	> 0,2	> 8	< 0,08	< 2
II	частичное (умеренное)	умеренная	0,1–1,0	0,1–1,0	1,0–0,1	0,2–$5\cdot10^{-3}$	8–0,2	0,08–0,8	2–20
III	клин осолоненных вод	сильная	> 1,0	> 1,0	0,1–0	< $5\cdot10^{-3}$	< 0,2	> 0,8	> 20

Физическая интерпретация полного и частичного перемешивания может быть дана на основе двух концепций: адвекции – дисперсии и приливной призмы.

Концепция адвекции-дисперсии базируется на упрощенных уравнениях турбулентного стратифицированного течения и переноса соли [31, 41, 111, 123, 171, 193, 302]. Осредненные по ширине потока такие уравнения использовали для расчета вертикального распределения скоростей течения и солености воды в глубоких эстуариях [41, 59, 80, 164, 302]. Основная сложность при применении таких моделей заключается в задании коэффициентов турбулентного обмена и диффузии. Часто для их определения используются полутеоретические и эмпирические соотношения [41, 111, 140].

При упрощенном одномерном подходе, когда рассматривается осредненный по сечению поток со скоростью v и осредненная соленость воды S, применяют уравнение

$$\frac{\partial S}{\partial t} + v\frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_x \frac{\partial S}{\partial x}\right), \tag{2.48}$$

где D_x – коэффициент продольной дисперсии; S, v и D_x приняты осредненными для каждого сечения и зависимыми от x и t; ось x направлена в сторону реки.

Решения этого уравнения даются в работах [41, 111, 193].

Для стационарных условий (при осреднении за приливный цикл) уравнение (2.48) приводится к виду [41, 123]:

$$\frac{d\bar{S}}{dx} = -\frac{Q_p}{\bar{\omega}\,\bar{D}_x}\bar{S}, \tag{2.49}$$

где Q_p – речной, не зависящий от приливов, расход воды, $\bar{S}$, $\bar{D}_x$ и площадь поперечного сечения $\bar{\omega}$ осреднены за период прилива.

Интеграл этого уравнения зависит от характера продольного изменения $\bar{D}_x$. Имеется несколько вариантов задания функции $\bar{D}_x = f(x)$:

1) $\bar{D}_x = \bar{D}_0 = \text{const}$ [41]; $\bar{D}_0$ – значение $\bar{D}_x$ в устьевом створе; 2) $\bar{D}_x = \frac{\bar{D}_0 a}{x+a}$ [41], где a – константа, вводимая для того, чтобы при $x = -a$ $\bar{D}_x$ имел бы конечное значение (рис. 2.6 б); 3) $\bar{D}_x = \bar{D}_0 - K\frac{Q_p}{\omega}x$ [288], где K – константа Ван дер Бурха. Интегралы выражения (2.49), описывающие продольное изменение солености воды в зоне смешения, и формулы для расчета текущей дальности распространения осолоненных вод в реку L_s' (речной конец принимается по $S_x = S_p$, где S_p – соленость речной воды) сведены в табл. 2.5.

Величины D_x составляют для устьев различных рек: Сев.Двины 250 м^2/с, Яны – 800, Сенегала – 1000-2500, Гудзона – 500, Потомака – 20–100, Делавэр – 100–4500, Роттердамского водного пути – 800, Мерси – 136–360, Северна – 50–550, Темзы – 50–340 м^2/с [123] и обычно находятся в диапазоне от 10 до 5000 м^2/с [111, 123].

Для определения D_0 применяют формулы Тейлора и Харлемана [41, 140]

Таблица 2.5

Одномерные уравнения для продольного изменения солености воды на устьевом участке реки и дальности распространения осолоненных вод для случая полного или частичного перемешивания [135]

Способ задания $\overline{D}_x$	Выражение для $\overline{S}$	Выражение для L'_S
1) $\overline{D}_x = \overline{D}_0 = \text{const}$	$\overline{S} = \overline{S}_0 \exp\left(-\frac{Q_p x}{\overline{\omega}\,\overline{D}_0}\right)$	$L'_S = \frac{\overline{\omega}\,\overline{D}_0 \ln(\overline{S}_0 / S_p)}{Q_p}$
2) $\overline{D}_x = \frac{\overline{D}_0 a}{x+a}$	$\overline{S} = \overline{S}_M \exp\left[-\frac{Q_p}{2a\overline{\omega}\,\overline{D}_0}(x+a)^2\right]$	$L'_S = -a + \sqrt{\frac{2a\overline{\omega}\,\overline{D}_0 \ln(\overline{S}_M / S_p)}{Q_p}}$
3) $\overline{D}_x = \overline{D}_0 - K\frac{Q_p}{\overline{\omega}}x$	$\overline{S} = \overline{S}_0\left(1+\frac{KQ_p x}{\overline{\omega}\,\overline{D}_0}\right)^{\frac{1}{K}}$	$L'_S = \left[1-\left(\frac{S_p}{S_0}\right)^K\right]\frac{\overline{\omega}\,\overline{D}_0}{KQ_p}$

$$D_0 = 14{,}3\sqrt{2g}\, v\, R / C \qquad (2.50)$$

или для осредненного значения $\overline{D}_0$ за приливный цикл

$$\overline{D}_0 = 28{,}6\sqrt{2g}\, v_{макс}\, R / \pi C, \qquad (2.51)$$

где $v_{макс}$ – максимальная приливная скорость течения, R – гидравлический радиус, C – коэффициент Шези; формулу Ван дер Бурха [288]

$$\overline{D}_0 = (\alpha g)^{1/2} R^{3/2}, \qquad (2.52)$$

где α – приливный параметр по (2.37).

Концепция приливной призмы [118, 123, 256, 257, 280, 306] позволяет оценить предельную дальность проникновения осолоненных вод в реку во время приливной фазы, а при разбиении русла на участки (сегменты) - и грубо продольное распределение осредненной по сечению солености воды.

Физическая интерпретация смешения по типу "клин осолоненных вод" обычно дается на основе концепции плотностной скорости [41, 111, 247, 261] - скорости распространения внутренних волн на границе раздела пресных и соленых вод, или начальной скорости распространения фронта соленой воды в спокойных водах

$$v_\rho = \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_{ср}} g h}. \qquad (2.53)$$

Полагают, что клин осолоненных вод не может проникать в речное русло, если фактическая скорость течения $v > v_\rho$, а плотностное число Фруда $\mathrm{Fr}_\rho = v / v_\rho > 1$ [41, 247, 261].

Исходя из этого, могут быть установлены критические условия начала проникновения клина осолоненных вод в реку [118, 123, 261]

$$v_{кр} = v_\rho = \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_{ср}} g h}, \qquad (2.54)$$

$$Q_{кр} = B h^{3/2} \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_{ср}} g} \qquad (2.55)$$

Критические расходы воды, при которых начинается проникновение осолоненных вод в русла, составляют, например, для устья Сев. Двины 10 тыс. м^3/с, Печоры – 1200, Даугавы – 1000, Миссисипи – около 20 тыс. м^3/с [103, 106, 123, 136, 157, 183, 212, 292]. Проникновение осолоненных вод в реки резко усиливается после углубления устьевых баров для целей судоходства, что отмечено в устьях рек Даугавы, Дуная, Яны, Миссисипи и др. [123, 136, 183, 212].

Согласно исследованиям Дж.Х.Кейлегана [41, 247] толщина неподвижного клина соленых вод в устьевом створе равна

$$h_{s_0} / h = 1 - \mathrm{Fr}_\rho^{2/3}. \qquad (2.56)$$

Кейлеган [41] установил также, что форма "соленого клина" "подобна", и величина h_{s_x} / h_{s_0} является лишь функцией x / L_S' где h_{s_x} и h_{s_0} – толщина клина на расстоянии x от устьевого створа и в самом устьевом створе, а L_S' – длина клина:

$\frac{x}{L_S'}$	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
$\frac{h_{s_x}}{h_{s_0}}$	1,0	0,81	0,68	0,61	0,54	0,47	0,41	0,34	0,28	0,19	0

Как следует из (2.56), длина клина осолоненных вод должна быть обратна плотностному числу Фруда Fr_ρ.

К числу эмпирических формул [123], отражающих такую зависимость, относятся формулы вида

$$\frac{L_S'}{h} = \frac{a}{10^{b\,\mathrm{Fr}_\rho}}, \tag{2.57}$$

$$\frac{L_S'}{h} = a\,\mathrm{Fr}_\rho^{-b}. \tag{2.58}$$

В результате анализа взаимодействия двух слоев – верхнего пресного и нижнего соленого Дж.Б.Шийф и Дж.К.Шонфельд [296] получили уравнение

$$\frac{L_S'}{h} = \frac{2}{\bar{f}}\left[\frac{1}{5\,\mathrm{Fr}_\rho^2} - 2 + 3\,\mathrm{Fr}_\rho^{2/3} - \frac{6}{5}\,\mathrm{Fr}_\rho^{4/3}\right], \tag{2.59}$$

где $\bar{f}$ – средний коэффициент трения на границе раздела двух слоев.

При этом принималось, что касательное напряжение на границе раздела

$$\tau = \bar{f}\,\frac{\rho}{8}(v_1 - v_2)|v_1 - v_2|, \tag{2.60}$$

где v_1 и v_2 – средние скорости течения в верхнем и нижнем слоях.

На основе лабораторных опытов Кейлеган в 1957 г. [247] получил формулу

$$\frac{L_S'}{h} = A\mathrm{Re}^{1/4}\mathrm{Fr}_\rho^{-3}, \tag{2.61}$$

где Re – число Рейнольдса для участка потока выше вершины клина ($\mathrm{Re} = vh/\nu$), A – геометрический параметр, равный 0,021 при $h/B = 2$, 0,032 при $h/B = 1$ и 0,041 при $h/B = 0$. Несколько позже (1966 г.) Кейлеганом [41, 247] эта формула была уточнена и представлена в виде

$$\frac{L_S'}{h} = K\mathrm{Re}_\rho^{1/4}\,\mathrm{Fr}_\rho^{-5/2}, \tag{2.62}$$

где Re_ρ – плотностное число Рейнольдса, равное $v_\rho h/\nu$, K –коэффициент, равный 1,06.

Уравнение Кейлегана и эмпирические формулы, связывающие длину клина осолоненных вод с плотностным числом Фруда, широко используются для расчета длины клина [123, 163].

Весьма интересен и еще далек от своего решения вопрос о коэффициенте трения на границе раздела пресной и соленой воды как в случае клина, находящегося в русле реки, так и речной струи на взморье. В литературе [118, 214, 244] имеются противоречивые данные о величине этого коэффициента. Обычно считают, что в неглубоких руслах и на неглубоком взморье трение на границе раздела пресных и соленых вод заметно меньше трения у дна: $f_i < f_{\text{дно}}$.

По [244] f_i обычно находится в диапазоне $2 \cdot 10^{-3}$ – $4 \cdot 10^{-3}$ для обычных эстуариев и около $20 \cdot 10^{-3}$ – для фиордов. Для русел $f_i < f_{\text{дно}}$, для фиордов – $f_i > f_{\text{дно}}$. Груберт установил связь между f_i и числами Ричардсона Ri (формула (2.47) и Рейнольдса ($\text{Re} = \frac{vh}{\nu}$). Он установил также, что у эстуариев и фиордов с клином осолоненных вод, когда нижний слой неподвижен, и смешение на границе раздела происходит по типу турбулентной диффузии, Ri находится в диапазоне от 1 до 3,5. У эстуариев с клином осолоненных вод и вовлечением воды из нижнего слоя с меньшей турбулентностью в верхний слой с большей турбулентностью Ri = 3,5 ... 20. У фиордов с аналогичным вовлечением Ri > 20.

В ряде работ [41, 244] обнаружена обратная связь между f_i и Re, правда, имеются разночтения о характере этой связи.

2.3. Растекание вод по пространству дельты и её водный баланс

Распределение и перераспределение стока воды по дельтовым водотокам. Распределение стока воды по водотокам дельт, их системам и, в конечном счете, по пространству дельты определяется соотношением гидравлических сопротивлений дельтовых водотоков и их систем. Поскольку во времени эти сопротивления изменяются, происходит и перераспределение стока по пространству дельты.

Для простейшей иллюстрации этих положений можно применить уравнения квазиравномерного движения вида (2.25) к двум смежным дельтовым рукавам (1 и 2) с общим узлом деления, сливающимся ниже по течению или впадающим в один и тот же приглубый приемный водоем. Заменяя модуль сопротивления на $l\,\overline{n}^2 / \overline{B}^2\,\overline{h}^{10/3}$, получим [136]:

$$\frac{Q_1}{Q_2}=\sqrt{\frac{F_2}{F_1}}=\left(\frac{l_2}{l_1}\right)^{1/2}\left(\frac{\overline{n}_2}{\overline{n}_1}\right)\left(\frac{\overline{B}_1}{\overline{B}_2}\right)\left(\frac{\overline{h}_1}{\overline{h}_2}\right)^{5/3}, \qquad (2.63)$$

где l – длина рукавов, $\overline{B}$, $\overline{h}$ и $\overline{n}$ – осредненные по длине рукавов значения ширины, глубины русла и его шероховатости.

Из (2.63) следует, что любое естественное или антропогенное, обратимое или необратимое изменение l, B, h и n – удлинение или укорочение рукавов, их расширение и углубление, или, наоборот, сужение и обмеление, изменение шероховатости русла – ведет к изменению распределения стока воды между рукавами. При этом не важно, в обеих рукавах происходят изменения морфометрии или лишь в одном – перераспределение стока произойдет в любом случае. Доля стока в данном рукаве возрастает при уменьшении его длины и шероховатости, увеличении ширины и глубины или при изменениях в смежном рукаве противоположного характера. Особенно сильно сказывается изменение глубины.

При сложной системе дельтовых водотоков изменения морфометрии русла лишь в одном звене системы распространяются на всю систему, причем как вниз, так и вверх по течению вплоть до вершины дельты.

Процессы взаимосвязи изменений морфометрии русел дельтовых рукавов с перераспределением стока между ними детально рассмотрены в [13, 118, 135, 136, 151].

Различают многолетнее, сезонное и кратковременное перераспределение стока в дельте. Основными причинами многолетнего (как правило, необратимого) перераспределения стока воды по пространству дельты являются морфологические процессы и гидротехнические мероприятия в водотоках дельты, приводящие к изменению их гидравлических сопротивлений.

Крупномасштабное перераспределение стока по пространству дельт обычно связано с прорывами рукавов и крупной перестройкой русловой сети дельт. Эти процессы хорошо изучены в таких динамичных дельтах, как дельты Амударьи [153, 158], Или [190, 191], Терека [6, 18, 20, 46], Хуанхэ [249, 284] и др.

В дельтах рек с более спокойным русловым режимом (Волга, Дунай, Кубань), а также в динамичных дельтах в периоды между катастрофическими прорывами происходят более медленные процессы перераспределения стока по водотокам, связанные с морфологическими процессами, изменяющими длину и поперечные размеры водотоков: устьевым удлинением, меандрированием водотоков, их заилением или, наоборот, размывом и т.д. Большое влияние на перераспределение стока оказывает дробление водотоков.

Существенное влияние на перераспределение стока оказывают водохозяйственные мероприятия в водотоках дельты. Расчистка отмирающих водотоков и сооружение новых каналов увеличили сток в некоторых водотоках дельты Терека [6, 18, 20, 46]. Аналогичные мероприятия, приводящие к

перераспределению стока, осуществляли в дельтах Кубани, Амударьи и др. [153, 158, 173, 174].

В других случаях к перераспределению стока приводят мероприятия, преследующие цель улучшения судоходных условий в дельте. Проведенные в дельте Дуная в 1880–1902 гг. мероприятия по углублению и спрямлению одного из основных рукавов дельты – Сулинского вызвали долговременный процесс перераспределения стока в этот рукав [42, 279]. В дельте Волги, вследствие сооружения Волго-Каспийского канала, увеличилась доля стока рукава Бахтемир, в дельте Дона углубление бара в устье рукава Песчаный в 1927–1932 гг. привело к резкому увеличению стока этого рукава [13, 151, 159].

К многолетнему перераспределению стока по водотокам дельт часто ведут процессы и водохозяйственные мероприятия вне пределов рассматриваемой русловой системы и непосредственно на гидролого-морфологические характеристики ее водотоков не влияющие. К таким процессам и мероприятиям прежде всего относятся те, которые изменяют величину поступающего во всю дельту или рассматриваемую русловую систему речного стока: климатические изменения стока реки, крупные прорывы русла выше по течению, изъятие или зарегулирование стока реки, сооружение вододелителя или крупный машинный водозабор в дельте выше по течению.

Изъятие стока в самой реке или в дельте выше по течению ведет к сосредоточению стока в наиболее глубоких водотоках дельты, как происходит в дельтах Днепра и Дона. К таким же последствиям приводит длительное и прогрессивное снижение уровня приемного водоема, как произошло в дельте Амударьи.

Сезонное перераспределение стока в дельтах рек, как правило, обратимо и связано прежде всего с непропорциональным изменением глубины и, следовательно, гидравлических сопротивлений в смежных водотоках во время прохождения волны половодья.

Сезонное перераспределение стока по водотокам дельт хорошо изучено в дельтах Волги [13, 17, 151], Дуная [42], Кубани [173, 174), Амударьи [153, 158] и др. При этом закономерности перераспределения стока в разных дельтах довольно схожи: с уменьшением стока воды реки и уровня воды в дельте увеличивается доля стока тех водотоков, которые имеют относительно большие глубины, лучшие условия поступления стока в водоток (глубокие истоки) и более глубокие устьевые бары. При повышении уровня воды увеличивают свою долю стока более широкие и мелкие рукава.

Поскольку распределение стока по водотокам дельты определяется расходом воды реки, то изменение этого расхода вследствие зарегулирования или изъятия стока влечет за собой и перераспределение стока в дельте.

Зарегулирование стока реки, как известно, приводит к уменьшению стока в половодье и увеличению в межень. Поэтому зарегулирование стока реки приводит к уменьшению доли стока широких и мелких рукавов в половодье и увеличению в межень, увеличению доли стока глубоких рукавов в полово-

дье и уменьшению в межень. Так, например, в вершине дельты Волги средний расход воды в половодье уменьшился в результате зарегулирования стока с 25 200 (1940–1955 гг.) до 21 900 м^3/с (1956–1969 гг.), то есть на 13,1%. Это привело к непропорциональному уменьшению расходов воды разных рукавов дельты. Рукава, имеющие малые глубины, уменьшили свой сток на 19,4 % (Старая Волга), 16,2 % (Рычан). Рукава с большими глубинами уменьшили свой сток в меньшей степени: на 7,2% (Бузан), 6,8% (Бахтемир), 8,7% (Камызяк). Иначе говоря, в половодье произошло некоторое перераспределение стока в пользу трех последних рукавов [13].

Кратковременное перераспределение стока в дельтах обычно связано с приливными и сгонно-нагонными колебаниями уровня приемного водоема. Закономерности здесь также в целом сходные: при понижении уровня воды в приемном водоеме (отлив, сгон) доля стока глубоких рукавов увеличивается, мелких – уменьшается.

В многорукавных дельтах при приливах и значительных нагонных колебаниях уровня возникает характерная циркуляция: на фазе прилива или при нагоне в маловодных небольших водотоках создаются обратные течения, достигающие истоков этих водотоков. В более крупных водотоках сохраняется сток в сторону водоема.

В дельте Миссисипи отмечены случаи [212, 292], когда при приливах и нагонах осолоненные воды по малым рукавам поднимались к вершине дельты, а затем спускались по более мощным рукавам вновь к морю. Аналогичное явление случается и в дельте Дуная, когда по маломощному Белгородскому рукаву во время нагона солоноватая вода проникает до г.Вилково, расположенного на расстоянии 18 км от моря по Очаковскому рукаву дельты.

При нагонах в рукавах Большая Невка и Малая Невка в дельте Невы иногда возникают обратные течения, в то время как в Большой Неве направление потока сохраняется прямым [44]. В этих случаях вода из Большой Невки и Малой Невы может поступать в своих истоках в Большую Неву, увеличивая ее расход. Поэтому в такие периоды кривая расходов в Большой Неве имеет петлю по часовой стрелке, а в малых рукавах, наоборот, – против часовой стрелки.

При сгонных понижениях уровня увеличивается сток прежде всего в глубоких рукавах. Особенно сильно возрастает расход воды (и в абсолютных и относительных величинах) в рукавах с углубленным для целей судоходства устьевым баром. Так, углубленный рукав Песчаный в дельте Дона при сильном сгоне сосредотачивает в себе почти всю донскую воду. Бары в устьях других водотоков дельты при сильных сгонах осыхают, и сток по этим водотокам практически прекращается [159, 173].

Из гидравлических методов, применяемых для расчета распределения стока воды по водотокам дельт, наиболее разработаны приемы, основанные на уравнениях установившегося или квазиравномерного движения вида (2.24) и (2.25). Основная сложность заключается в том, что гидравлические

сопротивления, определяющие распределение расходов воды, зависят от высоты стояния уровня, а последнее обычно заранее неизвестно. Поэтому при расчетах одновременно ищут расходы воды в водотоках и уровни воды в узлах русловой сети дельты.

Наиболее общим и универсальным методом расчета распределения расходов и уровней воды в сложноразветвленных русловых системах речных дельт является метод итераций. В этом методе одновременно рассчитывается распределение расходов воды во всех водотоках дельты и отметок уровня воды во всех узлах русловой сети при заданной отметке уровня приемного водоема и заданном расходе воды самой реки. Метод разработан К.В.Гришаниным [49] и В.В.Ивановым [68]. Система исходных уравнений задается уравнениями баланса воды в русловой сети дельты, уравнениями движения для каждого водотока, уравнениями или графиками зависимости модулей сопротивления водотоков от средней отметки уровня воды в них [68].

Позже рассматриваемый метод был усовершенствован и позволяет учитывать водохозяйственные мероприятия в дельте [71, 72] и русловые деформации в дельтовых рукавах [77, 78, 79].

Описанный метод применен для расчета распределения расходов и уровней воды по водотокам дельт Оби и Колымы [68, 163].

Преимущество изложенного метода – в его универсальности: он пригоден для расчетов при любой структуре русловой сети дельты. Недостаток метода состоит в необходимости иметь достаточно большой объем исходных данных, в частности, модулей сопротивления водотоков и их зависимости от уровней воды. Эти связи получают тремя путями: по эпизодическим измерениям расходов воды в водотоках дельты; по данным о морфометрии и шероховатости водотоков; с помощью физического моделирования, в частности, на воздушных моделях.

Графо-аналитический метод позволяет одновременно рассчитывать распределение расходов воды по водотокам дельты и отметки уровня воды в узлах разветвления и соединения водотоков при заданном расходе воды реки (главного рукава) и отметках уровня приемного водоема. Метод применим для ограниченного количества водотоков дельты и не очень сложной русловой сети.

Метод заключается в расчете уровня воды в узлах разветвления и соединения водотоков путем последовательного построения кривых свободной поверхности и зависимостей расходов воды в узлах русловой сети и уровней воды.

Применение графо-аналитического метода для более сложных участков русловой сети дельт изложено в Руководстве [163]. Метод впервые был применен П.А.Войновичем [13, 163] для дельты Невы, а затем автором для дельты Дуная [118, 163].

Метод общих модулей сопротивления заключается в замене модулей сопротивления отдельных водотоков дельты некоторым фиктивным общим модулем сопротивления, суммарно учитывающим гидравлические сопро-

тивления системы водотоков. Это позволяет свести расчет распределения расходов воды по всей системе дельтовых водотоков к последовательному расчету распределения расходов воды по смежным системам водотоков [126, 163]. Метод пригоден только для последовательно ветвящихся русловых систем, без узлов слияния водотоков. Кроме того, метод пригоден только для расчета при заданном наполнении водотоков.

Расчет общих модулей сопротивления водотоков дельты ведется по законам "последовательного", "параллельного" и "последовательно-параллельного" сочленения отдельных водотоков и их частей.

Преимущества метода общих модулей сопротивления – его простота, возможность быстро и в явной аналитической форме рассчитывать распределение стока по системе прогрессивно разветвляющихся водотоков любой сложности, возможность быстрого учета влияния на распределение стока любого естественного или искусственного изменения морфометрии водотока. Это делает указанный метод весьма перспективным при изучении взаимовлияния динамики русловой сети и перераспределения стока в дельтах, а также при оценке влияния водохозяйственных мероприятий на режим дельт. Метод общих модулей сопротивления был применен к дельтам Дона [163] и Дуная [135].

В.Ф.Полонский распространил метод общих модулей сопротивления на системы рукавов с узлами слияния [151]. Кроме того, им введен учет изменения модулей сопротивления от высоты уровня. Расчет ведется методом последовательных приближений.

Для расчета распределения расходов воды по рукавам дельты при неустановившемся режиме применяют либо уравнения Сен-Венана, либо их модификации вида (2.6). Методы применены для расчета распределения стока по рукавам дельты Колымы [74].

Затопление дельт. Если уровни воды в водотоках дельты превысят некоторые критические значения (большие в верхней и меньшие в нижней части дельты), то начинается процесс заполнения водой понижений дельтового рельефа – затопление дельты. Обычно затопление дельты бывает обусловлено повышением уровней воды в половодье или паводки. Этот вид затопления называют заливанием дельты. Заливание дельты, особенно если оно связано с половодьем, в естественных условиях обычно наступает регулярно. Размеры заливания и его продолжительность зависят от величины и длительности половодья.

Заливание свойственно крупным низменным дельтам с ежегодным половодьем, связанным с таянием снегов, ледников, с муссонными дождями, – дельтам Волги, Дуная, Терека, Меконга, Ганга и Брахмапутры, Иравади и др. В значительное половодье заливаются огромные площади дельты. Так, в половодье 1966 г. в дельте Волги было залито 70% площади центральной части дельты, равной 10 900 км^2. При максимальном уровне катастрофического половодья 1926 г. было залито почти 90% площади этой дельты [13,

17, 166]. В половодья 1940, 1941 и 1942 гг. дельта Дуная (площадь 5600 км²) заливалась почти на 95%. В катастрофическое половодье 1897 г. в этой дельте было залито почти 100% площади [42].

С.С.Байдин [13] выделяет два вида заливания – возможное (при свободном заливании дельты водой, поступающей из ее водотоков) и действительное (при реальном состоянии водопроводящей сети дельтовых водотоков). Чем медленнее изменяется уровень воды в транзитных водотоках дельты и лучше состояние сети водотоков, соединяющих основные рукава с внутренними частями дельты, тем действительное заливание ближе к возможному. Заливание более удаленных от транзитной русловой сети частей дельты наступает с запозданием. На подъеме уровня воды в рукавах площади заливания обычно меньше, на спаде (при тех же уровнях воды в рукавах) – больше.

В целом же и площади, и глубины заливания, и объемы воды, заливающей дельту, связаны с уровнями воды в реке или в основных рукавах дельты, то есть, в конечном счете, со стоком самой реки. Для дельты Волги [13, 166] получены зависимости площадей заливания дельты в целом и отдельных ее частей от уровней воды в Астрахани. Для дельты Дуная [42] аналогичные связи площадей и объемов заливания получены в зависимости от уровней воды у Измаила или Тульчи.

Изъятие стока и его зарегулирование влечет за собой уменьшение площадей заливания, как уже произошло в дельтах Волги, Терека, Дона, Кубани [13, 17, 135, 173]. Еще больше сократит заливание западной части дельты Волги ввод в строй вододелителя в вершине дельты [166]. Обвалование рукавов, шлюзование протоков и каналов ведет к уменьшению заливания некоторых частей дельты или регулирует его. С другой стороны, мелиорация дельты (расчистка протоков, сооружение искусственной водопроводящей сети) ускоряет процесс заливания дельты и увеличивает площади заливания.

Заливание, то есть затопление дельты, вызванное половодьем или паводком, – процесс в основном обратимый: после завершения периода с повышенными уровнями воды заливание уменьшается или прекращается, и поверхность дельты возвращается в первоначальное состояние. Хотя необходимо отметить возможность и некоторых изменений природного облика дельты в результате заливания: образование промоин на дельтовой равнине, формирование наилка на поверхности дельты, наращивание прирусловых валов.

В основном обратимый характер имеет и затопление дельты (или ее части), связанное с заторными или зажорными явлениями, как в дельтах Сев.Двины, Дуная, Лены. Однако и в этом случае возможны некоторые морфологические изменения, связанные с усилением течений в водотоках, свободных от затора или зажора.

Затопление дельты может быть вызвано не только простым переливом воды из дельтовых водотоков при подъеме уровня в них, но и прорывами русел водотока в процессе дельтообразования. В этих случаях катастрофиче-

ские затопления связаны с вступлением всей дельты или ее части в новый этап своего формирования.

Затопление дельт может быть вызвано и морскими факторами – прежде всего нагонами. В этих случаях говорят о наводнениях в дельтах. Они обычно менее регулярны, чем затопление в половодье: затопляется лишь более или менее значительная часть приморской зоны дельты. Так, нагонами были обусловлены значительные наводнения в дельтах Рейна, Мааса и Шельды (1951 г.), дельты Волги (1952 г.), дельты Кубани (1969 г.). Широко известны нагонные наводнения в дельте Невы (1824, 1924 гг.). Часто затопляется приморская часть дельты Ганга и Брахмапутры во время тайфунов и сизигийных приливов. Нагонные наводнения в дельтах нередко носят катастрофический характер и наносят большой ущерб.

Водный баланс дельт. Водный баланс (соотношение между приходом и расходом воды за интервал времени Δt) – важнейшая характеристика водного режима крупных дельт.

Приходная часть уравнения водного баланса дельты включает приток речных вод в дельту в ее вершине ($Y_р$), боковой поверхностный приток к дельте с ее местного водосбора ($Y_{мест}$), осадки на поверхность дельты (X), подземный приток воды к дельте (W_1). Расходная часть уравнения водного баланса включает суммарный поверхностный отток вод из дельты в приемный водоем по водотокам и межрукавным участкам ($\sum Y_i$); испарение воды с поверхности дельты (Z); подземный отток воды за пределы дельты и прежде всего в приемный водоем (W_2).

Полное уравнение водного баланса дельты имеет вид

$$Y_р + Y_{мест} + X + W_1 = \sum Y_i + Z + W_2 \pm \Delta U, \qquad (2.64)$$

где $\pm\Delta U$ – изменение запасов воды в дельте.

$Y_р$, $Y_{мест}$ и иногда $\sum Y_i$ определяют гидрометрическим путем. Для дельт крупных рек $Y_{мест}$ обычно мало в сравнении с $Y_р$ и им пренебрегают. W_1 и W_2 с трудом поддаются точной оценке и для больших дельт ими также часто пренебрегают. X определяют по данным сети метеостанций в пределах дельты. Наибольшие сложности возникают при оценке величины Z.

Испарение воды в дельтах складывается из испарения с водной поверхности ($Z_в$), испарения с сухой поверхности дельты, покрытой ($Z_с^I$) и не покрытой растительностью ($Z_с^{II}$), испарения с покрытых растительностью залитых площадей дельты (Z_3). Перечисленные виды испарения нередко объединяют или, наоборот, подразделяют на новые [13, 42, 136, 153, 165, 166, 201]. Важную роль играет в дельтах испарение растительностью (транспирация). В оценке величины транспирации в дельтах имеются большие расхождения. Ее величина в зависимости от характера растительности, характера затопления местности, климатических особенностей, а также принятой методики оценивается в разных условиях в диапазоне 1100-1600 мм [42, 153, 165, 201].

Поскольку точное определение площадей, занятых в дельтах различными угодиями, весьма затруднительно (надо иметь в виду и постоянное изменение этих площадей, в частности, вследствие переменного режима заливания дельты), все оценки суммарных потерь воды на испарение в дельтах весьма приближенны.

Важнейшее значение в проблеме оценки водного баланса дельт имеет определение величин потерь стока в дельтах. Под потерями стока (П) обычно понимается суммарное уменьшение речного стока в дельте, или разница между стоком воды в замыкающем створе реки в вершине дельты и стоком, поступающем в приемный водоем. Оценка величины П исключительно важна при расчетах водного баланса приемных водоемов, особенно замкнутых, таких как Каспийское и Аральское моря. Потери стока необходимо рассчитывать и в тех случаях, когда гидрометрическим путем невозможно определить величину стока по периметру дельты (ее морскому краю) - либо вследствие ее большой многорукавности (в дельте Волги в море впадает, например, больше 300 водотоков), либо при приливных явлениях.

Потери стока в дельтах могут быть выражены с помощью составляющих уравнения водного баланса (2.64) в двух вариантах:

$$П = У_р - \sum У_i , \qquad (2.65)$$

$$П = Z - X - У_{мест} - W_1 + W_2 . \qquad (2.66)$$

Уравнение водного баланса в данном случае рассматривается для многолетнего периода: $\pm\Delta U \sim 0$. Для крупных дельт часто принимают $У_{мест} \sim 0$, $W_1 \sim W_2$, и (2.66) упрощается:

$$П = Z - X . \qquad (2.67)$$

Потери стока оценены для дельт Волги [13, 165, 201], Терека [201], Амударьи [153, 158], Дуная [42, 136]. Приближенные их значения приведены в табл. 2.6.

Таблица 2.6

Потери стока в различных дельтах

Река	Период	$У_р$, км^3/ год	П, км^3/ год	П, %
Волга	1936–1970 гг.	248	10,8	4,4
Дунай	1921–1965 гг.	198	3,62	1,8
Амударья	1963–1964 гг.	46,0	4,63	10,0
Терек	1946–1973 гг.	8,2	1,69	20,6

Необходимо отметить, что потери стока в дельтах отвечают лишь условию $Z > X$ и соответствуют условиям недостаточного увлажнения. При из-

быточном увлажнении, когда $Z < X$, как например, в условиях влажного тропического климата (дельты Ганга и Брахмапутры, Меконга), в дельтах рек наблюдаются не потери, а добавление стока.

Так, избыток осадков над испарением составляет в дельте Ганга и Брахмапутры от 18 до 145 см/год [270]. Если взять среднюю цифру 80 см/год, то при площади дельты 80 тыс. км^2 это даст огромное добавление стока: 64 км^3/год или около 10% стока Ганга и Брахмапутры.

Аналогичное добавление стока в дельтах рек Вьетнама составляет в среднем (в км^3/год): для дельты Меконга – 36 (7,7% стока реки), для дельты Красной – 15,7 (13,1%), для других дельт страны – 11,2 (16,1% стока этих рек) [139].

2.4. Морские течения и волнение на устьевом взморье

Течения на устьевом взморье в основном определяются стоком реки, ветром, перекосами уровня, вызываемыми сгонно-нагонными явлениями, приливами, продольными градиентами плотности. Соответственно действующим факторам эти течения получают названия: стоковые, ветровые, сгонно-нагонные и компенсационные, приливные, плотностные [161, 162, 179, 181].

За исключением стоковых течений, течения всех остальных видов на устьевом взморье мало отличаются от обычных морских течений в прибрежной зоне моря [161]. По сравнению с открытым морем на мелководьях устьевого взморья сильно проявляется влияние рельефа дна (значительное донное трение, малая роль силы Кориолиса); конфигурации берегов; иногда водной растительности (на отмелом взморье).

Наличие стоковых течений или стоковой составляющей суммарных течений (по физической сущности это инерционная составляющая) – главная черта любого устьевого взморья (см. разд. 2.1 и 2.2). На приглубом устьевом взморье формируется инерционная речная струя в поверхностном слое, для отмелого взморья характерны плоскостное растекание речных вод по мелководью и сосредоточенное течение по бороздинам [179].

Плотностные течения при малых глубинах обычно выражены слабо. Поэтому из течений морского происхождения главная роль на устьевых взморьях принадлежит ветровым, сгонно-нагонным и компенсационным, а также приливным течениям.

Ветровые течения определяются скоростью и направлением ветра и зависят от конфигурации береговой линии и рельефа дна [163] и могут быть описаны с помощью уравнений теории мелкой воды [38].

На устьевом взморье преобладают ветровые течения, направленные вдоль береговой линии и изобат. Скорость ветрового течения обычно монотонно возрастает с удалением от берега [163]. Схема развития прибрежных ветро-

вых течений, разработанная еще Экманом, в последнее время усовершенствована. Разработан метод расчета ветровых течений с учетом скорости ветра, расстояния от берега, глубины места и угла, образуемого направлением ветра и азимутом берега, позволяющих найти ветровой коэффициент и угол отклонения течения от направления ветра [163]. Для конкретных устьевых взморьев предпочтение необходимо все же отдать не абстрактным расчетным методикам, а реальным схемам течений при разном направлении ветра, как сделано, например, Н.А.Скриптуновым [180] для Сев. Каспия.

Сгонно-нагонные и компенсационные течения. На приглубом устьевом взморье любой перекос уровенной поверхности, создаваемый сгонно-нагонными явлениями, во-первых, усиливает (при сгоне) или ослабляет (при нагоне) поверхностное стоковое течение, а, во-вторых, создает компенсационное течение у дна, направленное в сторону уклона водной поверхности (при сгоне – в сторону берега). Компенсационное течение, направленное в сторону берега, создается в придонных горизонтах на приглубом устьевом взморье и при отсутствии сгонных явлений. Механизм этого течения объясняется вовлечением водных масс в движение речной струи (явление "подсоса").

На отмелом устьевом взморье компенсационных течений при сгонно-нагонных явлениях не возникает, а перекосы уровня во время этих явлений создают сгонно-нагонные течения во всей водной толще в сторону наклона водной поверхности. Особенно хорошо выражены такие течения на полузакрытых взморьях типа Невской губы, Таганрогского залива, Днепро-Бугского лимана [44, 93, 159, 173]. Здесь возникают довольно сильные сгонно-нагонные течения вдоль уклонов водной поверхности, зависящие от интенсивности изменения уровня воды во время сгонов и нагонов. Н.А.Скриптуновым [44, 151] для Невской губы в летний период получена зависимость вида

$$v = -a\frac{\Delta H}{\Delta t} + v_{ст}\ , \qquad (2.68)$$

где v – в см/с, $\Delta H/\Delta t$ – в см/ч, $v_{ст}$ – стоковая составляющая течения. Знак "минус" означает, что при подъеме уровня при нагоне течение направлено в сторону дельты Невы, при падении уровня при сгоне – в сторону моря.

Приливные течения на открытом устьевом взморье анализируются с помощью методов, применяемых для открытого моря [161, 162, 163]; приливные течения на полузакрытом устьевом взморье изучены еще недостаточно. Обычно на открытом устьевом взморье приливные течения имеют вращательный характер, на полузакрытом устьевом взморье в зависимости от его ширины изменяются по вытянутым эллипсам или даже приобретают возвратно-поступательный (реверсивный) характер.

Волнение. Характер ветрового волнения на открытом устьевом взморье почти не отличается от такового в прилегающих прибрежных районах моря

[179]. Исключение составляют участки взморья с большими скоростями стокового течения, где при попутном течении длина волны увеличивается, а ее высота уменьшается, при встречном же течении длина волны уменьшается, а ее высота увеличивается.

Волнение на устьевом взморье обладает закономерностями, свойственными волнению на прибрежном морском мелководье, и может быть рассчитано аналогичными методами [161, 162, 163].

При распространении волн из открытой части моря в прибрежную мелководную зону изменяются их структура и статистические характеристики [163]. Если при этом влияет лишь уменьшение глубины, то происходит процесс трансформации волн, если сказывается влияние неровностей рельефа и мысов – то процесс дифракции волн. Трансформация волн при косом подходе их гребней к изобатам называется рефракцией. Важное значение имеет обрушение волн в зоне трансформации: здесь при больших орбитальных скоростях движения воды происходит и наибольший перенос наносов.

ГЛАВА 3
ДИНАМИКА НАНОСОВ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК

3.1. Основные особенности динамики наносов в устьевых областях рек

Особенности динамики наносов в устьевых областях рек обусловлены спецификой устьев рек как природных объектов и спецификой динамики вод (гл. 1 и 2). Основные особенности динамики наносов в устьевых областях рек следующие:

1. Наносы в устьях рек имеют три основных источника поступления: река (главный источник), приемный водоем, дно и берега водотоков (дополнительные источники).

Наносы речного и морского происхождения часто существенно различаются по механическому и минералогическому составу. Однако в крупных дельтах такого различия может и не быть, поскольку морские по происхождению наносы в этом случае – это тот же речной аллювий, вынесенный рекой ранее (например, в предшествующее половодье, в предшествующие многоводные годы, на более ранних этапах формирования дельты и т.д.).

2. В вершины устьевых областей рек, особенно крупных, поступают, как правило, мелкие наносы. Эти же мелкие наносы участвуют в формировании дельты и устьевого конуса выноса. В речных наносах обычно преобладают взвешенные наносы, среди которых на фракции мельче 0,05 и 0,1 мм обычно приходится соответственно 50–90 и до 95% наносов. Среди влекомых наносов и верхнего слоя донных отложений на фракции мельче 0,05 мм приходится до 35% наносов. Взвешенные наносы приходят в дельту реки в основном транзитом и отлагаются в водоемах дельты и на устьевом взморье, а при затоплении дельты – и на ее поверхности. Наиболее крупные фракции наносов (обычно в диапазоне 0,05–2 мм) слагают русла водотоков дельты, прирусловые валы, активную часть устьевого бара, морской край дельты. Наносы крупнее 0,05–0,1 мм относятся к так называемым руслоформирующим (русловым), баро- и пляжеобразующим, наносы мельче 0,05 мм участвуют в формировании поверхности дельты, заполняют понижения и водоемы дель-

ты, русла отмирающих водотоков, формируют основную (нижнюю) часть устьевого конуса выноса.

3. Динамика наносов в устьях рек – результат прежде всего сложной динамики вод на устьевом участке реки и на устьевом взморье (гл. 2).

Многие рассмотренные в гл. 2 особенности динамики вод в устьях рек характерны и для динамики наносов. В первую очередь необходимо иметь в виду пространственно-временные изменения скоростей течения – основной причины переноса наносов. Это прежде всего: а) изменение скоростей течения вдоль устьевого участка реки, обусловленное различными сочетаниями расхода воды реки и уровня приемного водоема (состояние подпора и спада) и вызывающее продольное изменение мутности воды и расхода наносов; б) реверсивный характер течений при приливах и нагонах, предопределяющий также реверсивный характер движения наносов и возможность проникновения в устье реки морских наносов; в) плотностная стратификация и сопутствующая ей "эстуарная" циркуляция вод, приводящая к накоплению наносов в некоторых районах устья реки и формированию зон повышенной мутности воды; г) гашение скоростей течения вдоль турбулентной речной струи на устьевом взморье, приводящее к отложению и сортировке речных наносов; д) распределение и перераспределение расходов воды по водотокам дельты, обуславливающее аналогичное распределение и перераспределение расходов наносов, правда, осложненное эрозионно-аккумулятивными процессами.

Динамика наносов в устьевых областях рек еще более сложна, чем динамика вод, так как сопровождается, во-первых, сложными эрозионно-аккумулятивными процессами (см. гл. 4), а, во-вторых, естественной сортировкой наносов и изменением их механического состава.

Основные уравнения динамики наносов в устьевых областях рек. При описании динамики наносов в устьях рек фундаментальное значение приобретает понятие транспортирующей способности потока, под которой понимают тот предельный расход взвешенных и влекомых наносов, который поток в состоянии переносить без направленных процессов аккумуляции или размыва при заданных гидравлических условиях и характеристиках наносов и грунтов дна. Транспортирующая способность потока $R_{тр}$ равна

$$R_{тр} = Q\, s_{тр}\,, \qquad (3.1)$$

где Q – расход воды, $s_{тр}$ – мутность воды, соответствующая транспортирующей способности потока.

Для величины $s_{тр}$ разными авторами предложены многочисленные полутеоретические и эмпирические уравнения и формулы, обзор которых дан в работе [7]. Все их многообразие можно обобщить в виде [118, 262]

$$s_{тр} = k\frac{v^{a}}{g^{\beta}D^{\gamma}h^{\delta}}\,, \qquad (3.2)$$

где v – средняя скорость потока, h – его глубина, g – ускорение свободного падения, D – крупность (диаметр) наносов, α, β, γ, δ – показатели степени. По данным различных исследований они равны: $\alpha = 2...5$, но в большинстве случаев – $\alpha = 3$; $\beta = 1 ... 3/2$, в большинстве случаев – $\beta = 3/2$; $\gamma = -2/3 ...1$, но в среднем γ близка к 0; $\delta = 3/4 ...2$, в среднем δ – около 3/2.

С точки зрения правила размерностей, наиболее корректны следующие формулы для $s_{тр}$ [136]:

$$s_{тр} = k_1 (\rho_s - \rho) \left[\frac{v}{w} \right]^{\alpha}, \tag{3.3}$$

$$s_{тр} = k_2 (\rho_s - \rho) \left[\frac{v}{\sqrt{gh}} \right]^{\alpha}, \tag{3.4}$$

где w – гидравлическая крупность наносов, ρ_s и ρ – плотность частиц наносов и воды, k_1 и k_2 – эмпирические безразмерные коэффициенты. Как было сказано выше, можно принять $\alpha = 3$. Иногда, учитывая, что $s_{тр}$ зависит прежде всего от скорости течения v, принимают $s_{тр} = K v^{\alpha}$, где K – эмпирический коэффициент, $\alpha = 3$.

Динамика наносов в устьях рек изучена еще недостаточно. Основная причина состоит в несовершенстве применяемых при этом технических средств. Наиболее полные сводки данных о режиме наносов в конкретных устьях рек содержатся в работах [2, 13, 17, 18, 20, 42, 153, 158, 173, 207, 208, 238], а сведения об общих закономерностях динамики наносов в устьях рек - в работах [7, 111, 118, 135, 136, 238].

Для описания поведения наносов в устьях рек используют как многомерные, так и одномерные подходы [7, 111, 118, 136, 238]. Как и в случае динамики вод (гл. 2), ограничимся в настоящем обзоре простейшими одномерными уравнениями, описывающими режим наносов в устьях рек.

Исходное одномерное уравнение переноса наносов записывается в виде [41, 111]

$$\frac{\partial s}{\partial t} + v \frac{\partial s}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial s}{\partial x} \right) + K (s_{равн} - s), \tag{3.5}$$

где s – концентрация вещества, v – средняя скорость потока, D_x продольный коэффициент дисперсии (см. гл. 2), $s_{равн}$ – равновесная концентрация вещества, при которой не происходит его насыщения или расходования, K – размерный коэффициент.

Решение уравнения вида (3.5) получено Доббинсом и О'Коннором [41, 111] для изменения концентрации кислорода в эстуарии. Допуская, что нет принципиальной разницы в изменении вдоль потока любого неконсервативного вещества (возможно прибавление этого вещества в процессе насыщения водного потока или его расходование в процессе удаления из водного потока), и, что поведение растворенного кислорода и взвешенных наносов в

этом отношении сходно, уравнение (3.5) может быть распространено и на взвеси, находящиеся в потоке. При этом вместо равновесной концентрации $s_{равн}$, можно взять транспортирующую способность потока $s_{тр}$. Тогда решение уравнения (3.5) будет иметь вид

$$s = (s_0 - s_{тр}) \exp\left[-\frac{v x}{2D_x}(1-a)\right] + s_{тр}, \qquad (3.6)$$

где $a = \sqrt{1 + \frac{4 K D_x}{v^2}}$, s_0 – концентрация наносов в начальном (верхнем) створе.

"Эстуарная" циркуляция и динамика наносов. "Эстуарная" циркуляция (гл. 2) является важнейшим механизмом, регулирующим распределение концентрации наносов в устьях рек, особенно приливных [111, 207, 208, 224, 238, 241, 272]. Результирующее движение воды в сторону реки у дна, большие скорости приливных течений и повышенная вследствие этого турбулентность становятся причиной возникновения в макроприливных устьях рек в районе "нулевой" точки зоны (участка) с максимальной мутностью воды ("илистых пробок", "пробок мутности"). Наилучшим образом процесс формирования зоны с максимальной мутностью воды изучен в устье Жиронды [207, 208, 241]. Содержание взвешенных наносов в зоне максимальной мутности значительно больше, чем в речной и морской воде (не более 10 г/м) и достигает 2000–10 000 г/м^3, или 2–10 ‰). Миграция этой зоны подвержена влиянию сезонных колебаний стока реки [207] и приливных движений [208] (рис. 3.1). Зона максимальной мутности обычно расположена в районе "нулевой" точки, где прекращается у дна течение в сторону реки [207, 208, 241]. Зона максимальной мутности смещается в продольном направлении на 60–70 км при сезонных колебаниях стока и на 30–40 км – в течение приливного цикла.

В устье Жиронды [241] по характеру распределения течений, солености воды, содержания и крупности взвешенных наносов выделено несколько зон (рис. 3.2). В верхней, речной зоне соленость воды мала (менее 0,1 ‰), концентрация наносов – не более 1‰, крупность взвеси – менее 5 мкм (кроме микрохлопьев с крупностью 10–30 мкм, а иногда до 80–100 мкм). Турбулентность здесь достаточна для поддержания наносов во взвешенном состоянии. Вторая зона характеризуется процессом коагуляции наносов. Соленость воды здесь в пределах 0,1–1‰. Вдоль этой зоны крупность наносов возрастает, растет и их концентрация. Наиболее заметно увеличивается концентрация частиц крупнее 50 мкм. Следующая, третья зона – "гидродинамическая", расположена она немного выше (в сторону реки) от "нулевой" точки. Соленость воды здесь возрастает от 1 до 5 ‰; крупность и концентрация наносов продолжают увеличиваться. Здесь находится участок максимальной концентрации наносов: от 1,5 ‰ в районе максимальной крупности частиц у дна до 3,6 ‰ в районе "нулевой" точки. В последней, четвертой

морской зоне соленость воды возрастает до морской, наблюдается хорошо выраженная двуслойная циркуляция, концентрация и крупность взвесей уменьшаются в сторону моря. В верхней части этой зоны происходит отложение флоккулированных наносов.

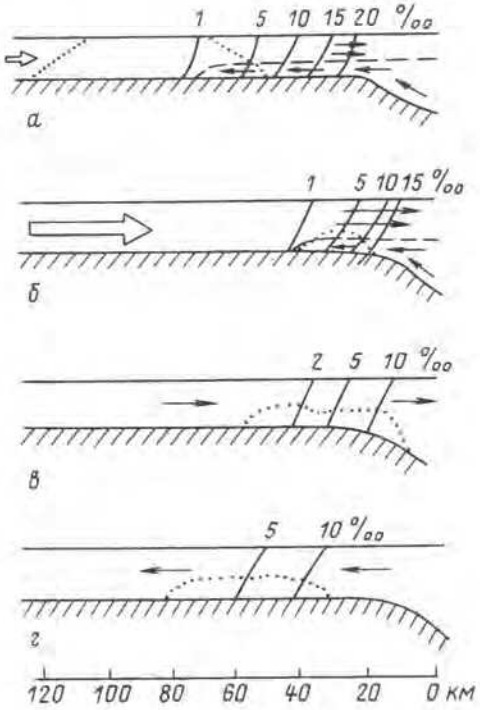


Рис. 3.1. Миграция зоны повышенной мутности воды ($s > 1$ кг/м³) в устье Жиронды
а – половодье, *б* – межень [207]; *в* – отлив, *г* – прилив [208]. Стрелки показывают направление течений; наклонные линии – изогалины (в ‰)

По [228] в этом же эстуарии зона наибольшей крупности взвесей совпадает с зоной солености воды около 3 ‰, а зона с наибольшей концентрацией наносов – с областью солености 6-7 ‰.

В условиях малого стока наносов реки и хорошо выраженных "эстуарной" циркуляции и приливных течений в формировании устьевых отложений ведущую роль приобретают наносы морского происхождения. Так, в устье Эльбы [287, 290] частицы наносов мельче 2 мкм приносятся из Северного моря и распространяются приливными течениями на 50 км выше верхней

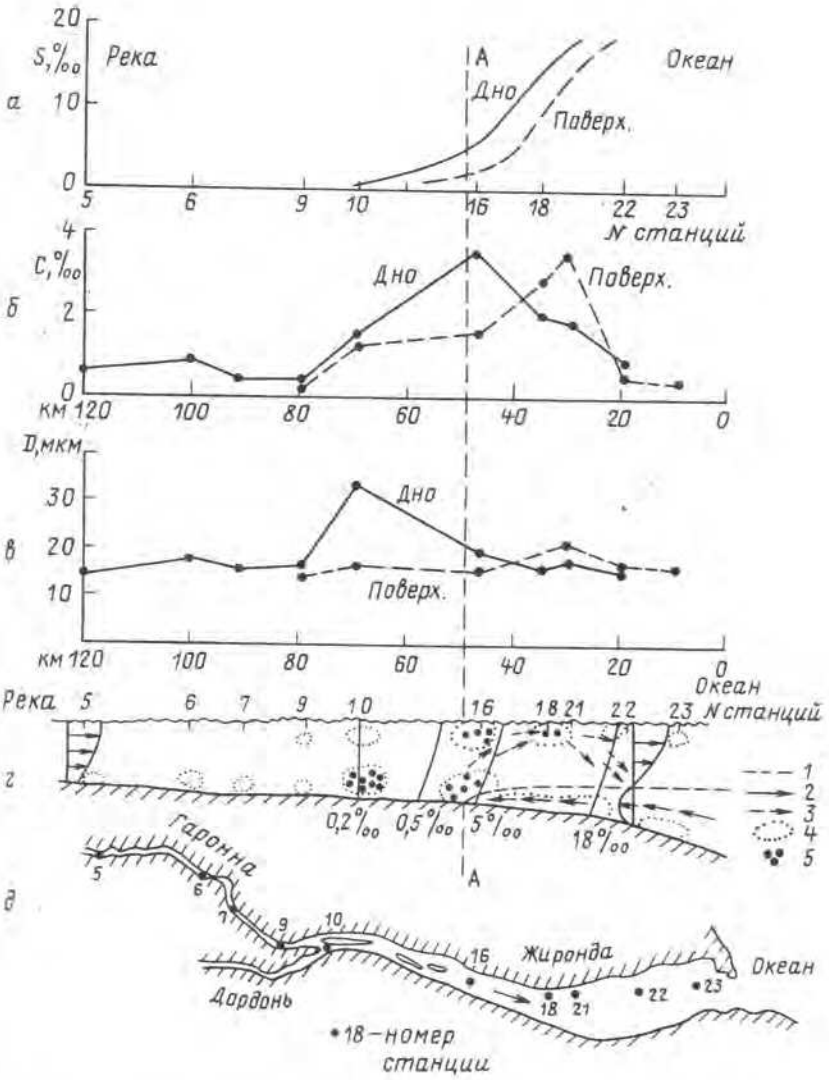


Рис. 3.2. Продольное изменение солености воды (в ‰) (*а*), концентрации взвешенных наносов в ‰ (*б*), крупности взвеси (*в*), а также продольный разрез русла (*г*) и схема русла в плане (*д*) с номерами станций в устье Жиронды по [241]

На рис. *г*: 1 – линия нулевой скорости течения, 2 – направление течения, 3 – пути перемещения хлопьев, 4 – "облака" хлопьев, 5 – крупные хлопья.

А–А – линия, соответствующая положению "нулевой" точки

границы проникновения осолоненных вод, находящейся в 57 км от моря. Частицы размером 2–20 мкм и 20–63 мкм распространяются вверх по реке соответственно на расстояния до 40 и 30 км выше той же верхней границы осолоненных вод.

Физический смысл уравнения (3.6) следующий: при $s_0 > s_{тр}$ мутность воды вдоль потока уменьшается (аккумуляция), при $s_0 < s_{тр}$ –увеличивается (размыв).

Условием движения влекомых наносов является соотношение $v > v_н$, где $v_н$ – неразмывающая (критическая) скорость течения, которую нередко определяют по формуле А.М.Латышенкова [136]

$$v_н = 5{,}63\, h^{1/6} D^{1/3}, \qquad (3.7)$$

где h – глубина русла, D – средний диаметр влекомых наносов.

3.2. Динамика наносов на устьевом участке реки

Сток взвешенных и влекомых наносов, поступающий в устья рек, важнейший фактор устьевых процессов (гл. 1 и 4). По сводке [136] на долю влекомых наносов в устьях рек обычно приходится от 1 до 20% стока взвешенных наносов. В среднем эта доля составляет 5–10%: в устье Дуная – 3–5%, Амударьи, Терека и Сулака – 5–10%, Сены и Хугли – 10%, Миссисипи – 20% и т.д. Это соотношение зависит от характера денудации в бассейне и изменяется в течение года. Как показали наблюдения в устьях рек Волги, Дуная, Терека, Сулака, Амударьи [136], относительное содержание крупных фракций влекомых наносов в половодье увеличивается, а в межень – уменьшается. На участках русла с повышенными скоростями течения крупность влекомых наносов и донных отложений обычно увеличивается [136]. Вдоль устьевых участков рек крупность влекомых наносов и донных отложений обычно уменьшается [42, 136].

По расчетам для дельты Терека [136] получены такие связи между расходами взвешенных ($R_{взв}$) и влекомых наносов ($R_{вл}$) и расходами воды (Q): $R_{взв} \sim Q^{2.8}$ и $R_{вл} \sim Q^{4,2}$ (при $Q > 120$ м^3/с); то есть при возрастании водности реки расход влекомых наносов растет быстрее, чем расход взвешенных наносов. Приливные и сгонно-нагонные явления сопровождаются циклическими изменениями мутности воды [118, 136]. Согласно гидравлическим оценкам (табл. 2.3) максимальная мутность воды s наступает при паводке между моментами максимума уклона J и скорости течения v, в обратной положительной волнет (прилив, нагон) без поворота течений минимум s находится между моментами минимума v и J. Если же происходит поворот течений в сторону реки, то момент максимальной s лежит между моментами максимальных значений отрицательного уклона и обратной скорости течения.

Изменение содержания и расхода наносов вдоль устьевого участка реки. Как было показано в разд. 2.1, в межень вдоль однорукавного устьевого участка реки скорость течения обычно уменьшается (поток находится в состоянии подпора). Это должно сопровождаться согласно (3.3) или (3.4) уменьшением транспортирующей способности потока и отложением наносов. При уменьшении скоростей течения ниже критического значения согласно (3.7) прекращается движение влекомых наносов, причем сначала – на створах вблизи моря, а затем – на более дальних. При возрастании скоростей течения во время половодья движение влекомых наносов возобновляется в обратном порядке (сначала – на верхних створах), возрастает и транспортирующая способность потока. Отмеченные закономерности проверены на примере однорукавного устьевого участка Куры [135, 136].

Изменение мутности воды вдоль устьевого участка реки может быть описано следующим уравнением [82, 136]:

$$s = (s_0 - s_{тр}) \exp(-k \frac{wB}{Q} x) + s_{тр} , \qquad (3.8)$$

где s_0 – мутность воды в начальном (верхнем) створе. Если $s_0 > s_{тр}$, определяемой по формулам (3.3) или (3.4), мутность воды вдоль потока уменьшается, а наносы отлагаются. Если $s_0 < s_{тр}$ и дно размываемо, то происходит размыв русла, и мутность вдоль потока увеличивается. При $s_0 = s_{тр}$ мутность потока вдоль него остается неизменной. Таким образом, структура и физический смысл уравнения (3.8) весьма близки к таковым для уравнения (3.5).

3.3. Динамика наносов на устьевом взморье

Изменение мутности воды вдоль речной струи на устьевом взморье, обусловленное лишь разбавлением речной воды морской в процессе их смешения, может быть получено с учетом закона увеличения расхода воды в струе (2.35). Итоговое уравнение имеет вид [118, 119, 136]

$$s = (s_0 - s_м) \exp(-\frac{k x}{h_0}) + s_м , \qquad (3.9)$$

где s_0 – мутность воды в начальном (устьевом) створе, $s_м$ – мутность морской воды. Если мутностью морской воды можно пренебречь ($s_м \sim 0$), то уравнение (3.9) сводится к простой формуле

$$s = s_0 \exp(-\frac{k x}{h_0}) , \qquad (3.10)$$

которая показывает, что в рассматриваемом случае (отложение наносов отсутствует, происходит лишь разбавление речной воды морской) уменьшение мутности вдоль речной струи полностью совпадает с уменьшением средней скорости течения в струе согласно уравнению (2.32). Таким образом, экспо-

ненциальное уменьшение мутности воды вдоль струи, сходное с аналогичным уменьшением скорости течения вдоль речной струи, еще не свидетельствует об отложении речных наносов на устьевом взморье, как иногда считают [174, 175]. Об отложении наносов в струе может свидетельствовать уменьшение мутности воды вдоль потока более интенсивное, чем уменьшение скорости течения. Объединяя уравнения транспортирующей способности потока вида (3.3) или (3.4) с уравнением гашения скорости течения вдоль речной струи вида (2.32), можно получить, например,

$$s = s_0 \exp(-3\frac{k x}{h_0}) \ . \qquad (3.11)$$

Уравнение (3.11) свидетельствует о том, что крупные наносы уменьшают свою концентрацию вдоль речной струи быстрее, чем мелкие.

В реальных условиях, когда происходят одновременно оба процесса - разбавление речной воды морской и уменьшение транспортирующей способности речной струи и осаждение наносов на устьевом взморье - создается сложное и недостаточно изученное явление изменения содержания и сортировки наносов вдоль речной струи. Хорошим приемом оценки вклада обоих процессов в механизм движения и отложения наносов на устьевом взморье является сопоставление графиков продольного изменения скорости течения и мутности воды, построенных в относительных единицах (v/v_0 и s/s_0) - (рис. 3.3). Если величина s/s_0 уменьшается вдоль струи быстрее, чем v/v_0, то это означает, что помимо разбавления речной воды морской, происходит и отложение наносов.

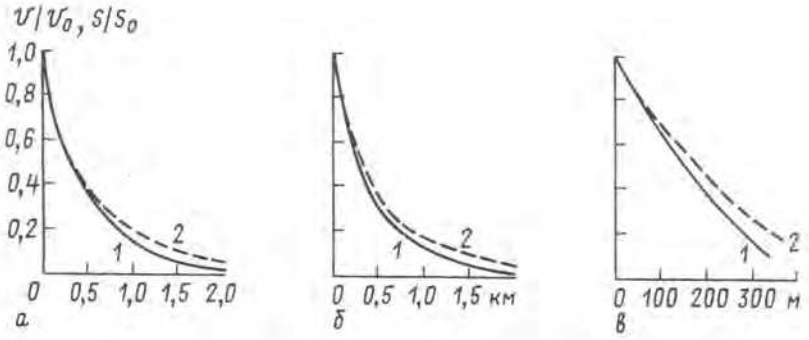


Рис. 3.3. Изменение скорости течения (1) и мутности воды (2) вдоль речной струи на устьевом взморье Кубани (*а*), Куры (*б*), Сулака (*в*) по [43, 136, 174]

Во многих случаях на динамику речных наносов на устьевом взморье и вообще в зоне смешения пресных речных и соленых морских вод оказывают воздействие еще недостаточно изученные электрические, химические и биологические процессы, ведущие к флоккуляции и коагуляции наносов.

Флоккуляция и коагуляция наносов в устьях рек. Долгое время считалось, что в режиме наносов в устьях рек главная роль принадлежит флоккуляции и коагуляции [167, 227]. При этом в качестве основных причин флоккуляции и коагуляции наносов, то есть образования хлопьев наносов и их отложения, признавались процессы взаимопритяжения частиц наносов в солоноватой воде в противоположность процессам отталкивания отрицательно заряженных частиц наносов в пресной воде [226, 227]. Возрастание солености воды до 0,2‰ в верхней части эстуария Жиронды некоторые авторы [241] и сейчас считают основной причиной начинающегося в этом месте процесса коагуляции наносов. Действительно, по данным [241] именно в этом районе с соленостью 0,1–1‰ образуются хлопья наносов крупностью 50–100 мкм и более, которые затем переносятся в среднюю и нижнюю часть эстуария и там отлагаются (рис. 3.2). Эксперименты подтвердили, что процесс агрегации глинистых частиц возрастает с увеличением ионной силы раствора [226]. Дополнительными факторами, влияющими на процесс флоккуляции и коагуляции, признавались процессы, благоприятствующие сближению частиц (броуновское движение, приливные течения, различия в скорости осаждения частиц, то есть их гидравлической крупности) [227].

Недавние исследования, однако, позволили несколько пересмотреть этот вопрос [228, 229]. При этом выявилась ведущая роль органических веществ и организмов. Флоккуляция – это процесс формирования хлопьев (флокков, флокул) из частиц наносов под влиянием процессов, способствующих сближению частиц, и процессов, удерживающих частицы в хлопьях [228]. Первая группа процессов, способствующая сближению и соединению частиц, связана с движением воды и деятельностью организмов, которые обволакивают частицы испражнениями и псевдоиспражнениями или склеивают частицы слизью. Вторая группа процессов, цементирующая хлопья, связана с образованием клейкого вещества также в результате деятельности организмов.

В устьях рек встречаются две группы хлопьев из взвешенных наносов: микро- и макрохлопья.

Микрохлопья – это агрегаты размером обычно до 125 мкм из минеральных частиц и органического вещества. По данным [286] размер хлопьев зависит от их минеральной основы. Иллиты и каолиниты формируют хлопья до 60 мкм, монтмориллониты – размером 40–500 мкм. По данным [228, 229] образование микрохлопьев во многом зависит от происхождения органического вещества и характера организмов, а также от условий отложения и взмучивания хлопьев. Более динамичные гидродинамические условия способствуют формированию хлопьев меньшего размера. В слипании микро-

хлопьев большую роль играют мукополисахариды, продуцируемые бактериями, водорослями и высшими растениями и растворяющиеся из взвешенных веществ при малых величинах солености воды [228].

Микрохлопья вместе с минеральными частицами становятся основой для образования макрохлопьев. Они формируются обычно при скоростях течения не более 1,5 м/с. Размеры макрохлопьев обычно не более 3–4 мм [228]. Однако в пресной воде макрохлопья могут приобрести форму нитей длиной до 10 см [229].

Микрохлопья речного происхождения в устьях рек с солоноватой водой обычно разрушаются организмами, поглощающими органическое вещество. Затем происходит рефлоккуляция – образуются микрохлопья с новым органическим веществом устьевого (эстуарного) происхождения.

Процесс флоккуляции иногда называют по-другому: агрегация, агломерация, коагуляция. Однако термин "флоккуляция" чаще всего применяют лишь к так называемой "солевой флоккуляции", происходящей именно в устьях рек в зоне смешения пресных речных и соленых морских вод.

Взвешенные частицы, перемещаемые в природных водах, обычно отрицательно заряжены и должны отталкиваться друг от друга. Чтобы возникли хлопья из частиц (флокки), силы отталкивания должны быть преодолены какими-либо другими силами. По современным представлениям [228, 229] имеется по крайней мере пять механизмов таких процессов: 1) компенсация отрицательных зарядов частиц в воде положительными зарядами ионов окружающей среды. Это и есть "солевая флоккуляция", которая может быть только в устьях рек с солоноватой водой; 2) соединение частиц путем адсорбции органического вещества и склеивающего его воздействия вместе с деятельностью организмов, образующих клейкие испражнения и псевдоиспражнения; 3) столкновение частиц при их броуновском движении; 4) столкновение частиц вследствие различий в их гидравлической крупности и скорости осаждения; 5) столкновение частиц при турбулентном движении самой воды.

Роль солености воды в образовании хлопьев частиц по современным представлениям [228, 229] не столь велика, как считалось ранее, и если в зоне смешения речных и морских вод образуются хлопья, то это – следствие в основном других причин. Обнаружено, что не существует заметного различия в процессе формирования и поведении хлопьев в пресной и соленой воде. Главная роль в образовании и последующем отложении хлопьев наносов в устьях рек по [228, 229] принадлежит органическим веществам и организмам.

Установлено также [228, 229], что броуновское движение и силы гравитации играют в целом малую роль в образовании хлопьев частиц в воде. Осаждение наносов в устьях рек связано, конечно, с влиянием гидравлической крупности частиц. Более крупные частицы, в том числе хлопья, часто имеют

большую гидравлическую крупность, чем их минеральная основа - мельчайшие глинистые частицы, что ведет к ускорению осаждения более крупных флоккулированных частиц [286]. При этом оказалось, что гидравлическая крупность хлопьев из каолинита больше, чем у хлопьев из монтмориллонита. Хлопья из каолинита и иллита отлагаются быстрее, чем хлопья из монтмориллонита. Попадая в солоноватую воду, хлопья, сформировавшиеся в пресной воде, уменьшают свою гидравлическую крупность, во-первых, благодаря тому, что в их порах сохраняется пресная вода, а, во-вторых, вследствие повышенной плотности самой окружающей осолоненной воды. Благодаря этому хлопья могут задерживаться в воде. По мере замещения в них пресной воды солоноватой гидравлическая крупность увеличивается [286].

Обнаружено, что при малой солености воды (до 3–5‰) гидравлическая крупность частиц несколько уменьшается. Однако увеличение концентрации наносов (мутности воды) увеличивает гидравлическую крупность частиц. Например, для некоторых эстуариев (Северн, Темза и др.) обнаружена такая приближенная связь между концентрацией взвеси (s) и гидравлической крупностью частиц (w) [228, 229]:

s, мг/л	50	100	500
w, см/с	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}

Понижение температуры воды ведет к увеличению вязкости воды, что способствует поддержанию повышенной концентрации взвесей в устьях рек.

Турбулентное движение вод влияет, конечно, на процесс образования хлопьев. Выявлено [228], что наименьший размер турбулентных вихрей в потоке приблизительно соответствует максимальному размеру хлопьев.

Процесс отложения флоккулированных наносов в принципе не отличается от процесса отложения обычных наносов с той же крупностью. Однако взмучивание отложений из таких наносов может отличаться от взмучивания наносов в обычных условиях [111]. Благодаря содержанию клейких органических веществ "затвердевшие" флоккулированные связные отложения обладают большей сопротивляемостью эрозии, чем несвязные наносы. При сильном волнении эти наносы вновь поступают в воду. Своеобразно также влияние солености воды на устойчивость отложений флоккулированных наносов [229]. При солености воды более 1‰ ослабевают силы сцепления между частицами отложений (по-видимому, вследствие разрушения органического вещества), что может способствовать эрозии таких отложений.

Влияние морского волнения и течений на динамику наносов.

Наибольшее влияние на перенос крупных наносов в прибрежной полосе устьевых областей рек оказывает ветровое волнение и сопутствующие ему течения [111]. Шторм продолжительностью в несколько часов может вызвать

сильное взмучивание донных отложений и привести к переносу и переотложению большого количества наносов. Механизм взмучивания наносов связан с орбитальными скоростями течения в волне, создающими размывающий эффект. Волны с большей длиной оказывают большее взмучивающее влияние. Воздействие волнения на отложения из флоккулированных наносов зависит от их связности, которая обычно возрастает с увеличением времени пребывания наносов на дне.

На примере отмелого взморья Волги в работе [182] показано, что помимо взвесей речного и органического происхождения, важным их источником является процесс взмучивания наносов во время волнения, роль которого особенно заметна при скоростях ветра более 8 м/с. При скоростях ветра более 16 м/с высота волн уже не увеличивается, и мутность воды мало изменяется, оставаясь равной около 0,4 кг/м^3.

Для расчета транспортирующей способности вдольберегового потока наносов, развивающегося под воздействием волнения, в последнее время отдают предпочтение формуле П.Комара и Д.Инмана [114, 136, 259]

$$R^1_м = k\,Э\,c_{гр}\sin\alpha\cos\alpha, \qquad (3.12)$$

где $R^1_м$ – вес песчаных наносов в воде, переносимых волнением через единицу ширины прибрежной полосы за единицу времени, $Э$ – энергия ветрового волнения, $c_{гр}$ – групповая скорость волн, α – угол подхода волн к берегу. $Э$ определяют по формуле

$$Э = \rho g h^2_в / 8, \qquad (3.13)$$

где $h_в$ – высота волны. Для того, чтобы формула (3.13) давала расход наносов в единицах массы, в нее необходимо ввести множитель $(\rho_s - \rho)/(\rho g)$. По [114] наибольший вклад во вдольбереговой поток наносов дают волны средней высоты за период шторма.

3.4. Распределение наносов по пространству дельты и баланс наносов в устье реки

Распределение стока наносов по рукавам дельты. Наблюдения показывают, что расходы взвешенных наносов распределяются в узлах разветвления дельтовых водотоков приблизительно пропорционально расходам воды. Объясняется это тем, что в смежных водотоках узла разветвления мутность воды приблизительно одинакова [136]. Тогда для створов в смежных рукавах 1 и 2 при условии $s_1 \sim s_2$ имеем

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{s_1}{s_2}\frac{Q_1}{Q_2} \approx \frac{Q_1}{Q_2}. \qquad (3.14)$$

Если же створы в дельтовых водотоках расположены намного ниже истоков водотоков, то характер соотношения расходов взвешенных наносов и воды может измениться. Пропорциональность величин R и Q в дельтовых рукавах заметно нарушается для интенсивно отмирающих и активно размывающихся водотоков. У первых доля стока взвешенных наносов по сравнению с долей стока воды уменьшается, у вторых – увеличивается [136]. Это явление хорошо изучено в дельтах Волги [13, 17], Дуная [42, 118] и др.

Соотношение расходов влекомых наносов в большей степени, чем расходов взвешенных наносов, зависит от скоростей течения в дельтовых водотоках. Если выразить содержание наносов в рукавах по формуле вида (3.4) при $\alpha = 3$, то можно получить [136]

$$\frac{s_1}{s_2} = \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^3 \left(\frac{h_2}{h_1}\right)^{3/2}. \qquad (3.15)$$

При одинаковой глубине решающим оказывается соотношение скоростей течения. Если v и h в формуле (3.15) выразить через руслоформирующие расходы воды по так называемым гидролого-морфологическим зависимостям $v \sim Q^{1/6}$, $h \sim Q^{1/3}$ (см. раздел 4.2), то получим интересный результат [136]:

$$\frac{s_1}{s_2} \approx \left[\left(\frac{Q_1}{Q_2}\right)^{1/6}\right]^3 \cdot \left[\left(\frac{Q_2}{Q_1}\right)^{1/3}\right]^{3/2} \approx 1. \qquad (3.16)$$

Этот вывод весьма важен; он свидетельствует о том, что в системе устойчивых водотоков дельты распределение расходов крупных русловых наносов и расходов воды в среднем одинаково, то есть в находящейся в равновесии русловой системе дельты не заложено причин для необратимых процессов эрозии или аккумуляции, и такие причины накладываются на такую систему внешними условиями (разд. 4.2).

Баланс наносов – важнейшая характеристика режима дельт и устьевых областей рек в целом.

Уравнение баланса наносов в устье реки можно в самом общем виде записать в двух вариантах [118, 128, 136, 137, 138]: для наносов всех и для наносов только крупных (барообразующих) фракций. В первом случае для интервала времени Δt уравнение баланса наносов в объемных единицах запишется в виде

$$\pm \Delta W_{кв} = W_р \pm W_в - W_г, \qquad (3.17)$$

где $\pm \Delta W_{кв}$ – изменение объема конуса выноса, $W_р$ – полный сток наносов реки (взвешенных и влекомых), $\pm W_в$ – поступление (с плюсом) или унос (с минусом) крупных баро- и пляжеобразующих наносов с вдольбереговым

потоком под воздействием волнения или сильных течений, $W_г$ – объем наносов (в основном мелких), уносимых за пределы устьевого конуса выноса.

Во втором случае для наносов крупных фракций (более 0,05 мм) уравнение баланса будет иметь более простой вид:

$$\pm \Delta W^{1}_{кв} = W^{1}_{р} \pm W_{в}, \qquad (3.18)$$

где $\pm \Delta W^{1}_{кв}$ – изменение той части конуса выноса, которая сложена крупными наносами, $W^{1}_{р}$ – объем стока крупных речных наносов.

Знак членов $\Delta W_{кв}$ и $\Delta W^{1}_{кв}$ обычно совпадает. По данным наблюдений в устьях Терека и Сулака [137, 138] установлено, что крупными наносами сложена лишь верхняя часть конуса выноса толщиной около 3 м, причем в этой части на долю наносов крупнее 0,05 мм приходится 2/3 объема слоя. Легко также видеть, что величина $\pm W_в$ в обоих уравнениях совпадает.

Первые оценки составляющих баланса наносов в устьях рек были сделаны И.В.Самойловым [167]. По его данным в устьях рек (прежде всего в дельтах) отлагается до 50–60 % речных наносов (остальная часть выносится далеко в море). Аналогичные результаты получены в работе [118]. Позже Ю.Д.Шуйский [203] на основе анализа литературных данных пришел к выводу о том, что в устьях рек задерживается не менее 60–70 % наносов, а в некоторых случаях, и до 90–95 % наносов реки. Наибольшая часть речных наносов отлагается в устьях рек, имеющих в своем составе лиманы, лагуны, заливы. Так, в устьях Днепра и Днестра задерживается до 90–91 % речных наносов, в устье Немана – 85 %, Вислы – 80 % речных наносов [203]. Уменьшается роль рек в питании наносами береговой зоны моря и с уменьшением крутизны морского подводного склона. Наибольшая доля речных наносов попадает на большие морские глубины в устьях относительно небольших рек. Так, в устье Даугавы задерживается лишь 35 % речных наносов; в устьях рек Риони, Ингури, Чорохи – до 55–75 % речных наносов поступает в глубоководную зону, в том числе и в каньоны [203]. Ю.Д.Шуйский приводит сводку составляющих баланса наносов и в устьях других рек.

По данным [139] в устьях рек Вьетнама задерживается до 95 % речных наносов, и в морских береговых процессах участвует, таким образом, не более 5 % стока речных наносов.

Детальные исследования баланса наносов в устьях рек с активными дельтами выдвижения [128, 137] позволили оценить долю составляющих баланса наносов в уравнениях (3.17) и (3.18) (табл. 3.1). Данные получены расчетом авторами с привлечением сведений по дельтам Амударьи, Куры, Хуанхэ и Миссисипи, литературных источников [43, 153, 219, 284 и др.].

В результате расчетов в ряде случаев удалось разделить вклад членов $W_в$ и $W_г$ в уравнение баланса. Получены два основных вывода: 1) доля задерживающихся в устьевом конусе выноса речных наносов возрастает с увеличе-

нием объема самого конуса выноса и площади дельты, достигая у крупных дельт выдвижения 80–95 %; 2) дельты и устьевые конусы выноса в большинстве случаев являются не ловушками для вдольберегового переноса морских наносов, как иногда считают [2], а источниками пополнения вдольберегового потока. "Мысовой" ("бунный") эффект, то есть задержка части наносов, переносимых вдольбереговым потоком, свойствен лишь небольшим дельтам и лишь на ранних этапах их выдвижения в море.

Таким образом, в дельтах выдвижения волнение играет в основном разрушающую, а не созидающую роль.

Таблица 3.1

Составляющие баланса наносов (в % от стока наносов реки) в устьях рек с дельтами выдвижения

Дельта	Период	Площадь дельты, км^2	$W_р$	$\Delta W_{кв}$	$W_в$	$W_т$
Терека	1973	1,0	100	47,5	0,1	–52,6
("новая"дельта)	1977–1987	3,2	100	33,2	–5,3	–61,5
Сулака	1800–1920	25	100	15,2		–84,8
("старая" дельта)	1800–1928	32,8	100	18,6		–81,4
	1800–1957	67	100	35,7		–64,3
Сулака ("новая") дельта	1958–1987	4,9	100	11,4		–88,6
Килийского рукава Дуная (Килийская дельта)	1831–1980	348	100	95,4	–0,73	–3,82
Риони	1939–1980	8,4	100	30,6	–6,7	–62,7
Амударьи	1941–1952	150	100	84		–16
Куры	1810–1953	194,4	100	47,7		–52,3
Миссисипи	–	600	100	94		– 6
Хуанхэ	1976–1980	100	100	67		–33

ГЛАВА 4
ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ (МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ) ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК

4.1. Основные причины эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек и подходы к их изучению

В эрозионно-аккумулятивных процессах в устьях рек ведущая роль принадлежит процессам физическим [111, 118, 121, 135, 136, 224, 307], хотя некоторую роль играют процессы биохимические (коагуляция, биоседиментация) [111, 226, 228, 229, 230].

Направленность и интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек, как и в других водных объектах, в основном зависит от того, насколько и в какую сторону фактический расход наносов в том или ином месте R отличается от транспортирующей способности потока $R_{тр}$ или (в случае $Q = \text{const}$) насколько фактическая мутность потока s отличается от мутности воды $s_{тр}$, отвечающей транспортирующей способности потока. Для расчета $R_{тр}$ и $s_{тр}$ применяют уравнения типа (3.2), (3.4) и (3.5) (гл. 3).

Если $R = R_{тр}$ или $s = s_{тр}$, то все наносы, поступающие на данный участок русла, проходят его транзитом без направленных эрозионно-аккумулятивных процессов (русло динамически устойчиво и возможны лишь обратимые деформации его дна). Если $R > R_{тр}$ (или $s > s_{тр}$), то происходит отложение наносов; в случае $R < R_{тр}$ (или $s < s_{тр}$) – размыв дна (если, конечно, оно размываемо). И в случае отложения наносов, и в случае размыва дна фактический расход наносов R постепенно изменяется, приближаясь к $R_{тр}$, и эрозионно-аккумулятивные процессы затухают.

Отложение наносов и размыв дна могут быть описаны с помощью уравнения баланса наносов (уравнения русловых деформаций)

$$\frac{\partial R}{\partial x} + \rho_{отл} B \frac{\partial z}{\partial t} = 0 , \qquad (4.1)$$

где z – отметка дна, B – ширина русла, $\rho_{отл}$ – плотность донных отложений, зависящая от их фракционного состава и равная для устьев рек 1000–1200 кг/м^3 [82, 135, 136].

При $R > R_{тр}$ расход наносов вдоль русла уменьшается, отметки дна возрастают; при $R < R_{тр}$ расход наносов вдоль русла увеличивается, отметки дна понижаются (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Типизация необратимых русловых деформаций

Характер русловых деформаций	Соотношение между		$\frac{\partial R}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial t}$
	R и $R_{тр}$	s и $s_{тр}$ (при Q = const)		
Динамическое равновесие русла	$R = R_{тр}$	$s = s_{тр}$	0	0
Отложение (аккумуляция) наносов, намыв русла	$R > R_{тр}$	$s > s_{тр}$	< 0	> 0
Эрозия, размыв русла	$R < R_{тр}$	$s < s_{тр}$	> 0	< 0

Наиболее важным при изучении эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек является анализ уменьшения ("гашения") скоростей течения при втекании речного потока в приемный водоем (см. разд. 2.2, 3.3). Уменьшение транспортирующей способности речного потока в инерционной струе ведет к интенсивному отложению в первую очередь крупных наносов и к сортировке наносов, создавая физическую основу процесса формирования устьевого бара и устьевого конуса выноса в целом. На некотором этапе этого процесса развитие конуса выноса начинает сопровождаться формированием дельты.

При изучении эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек возможны следующие основные подходы: 1) морфологический, заключающийся в описании эволюции рельефа устья реки с использованием результатов промеров, съемок, включая аэрокосмические; 2) балансовый, использующий данные о балансе наносов и об изменении объема конуса выноса по данным измерений.

В бывшем Советском Союзе морфологические процессы в устьях рек изучались в основном в МГУ и ГОИНе; результаты этих исследований изложены в работах Н.И.Алексеевского, С.С.Байдина, В.Н.Коротаева, В.Н.Михайлова, В.Ф.Полонского, М.М.Рогова, А.Ю.Сидорчука [4, 5, 6, 14, 15, 19, 46, 88, 89, 90, 91, 118, 121, 125, 133, 135, 136, 146, 149, 151, 154, 156 и др.]. За рубежом наибольший вклад в изучение морфологии устьев рек и, прежде

всего дельт, внесли Ч.Бейтс, Дж.Коулеман и Л.Райт [83, 212, 218, 219, 307, 308, 309, 310 и др.].

Подробный обзор современных представлений о морфологических процессах в устьях рек дан в [111, 118, 135, 136, 151]. В настоящей работе мы ограничимся лишь изложением наиболее важных закономерностей этих процессов.

4.2. Русловые процессы на устьевом участке реки

Русловые процессы, или изменения морфологии русла и поймы под влиянием текущей воды, имеют в устьях рек следующую основную особенность: необратимые (направленные) русловые деформации преобладают над обратимыми (знакопеременными) [118, 135, 136]. Эта особенность русловых процессов наиболее ярко проявляется в дельтах рек. Основные причины преобладания необратимых русловых деформаций в устьях рек это: 1) устьевое удлинение при выдвижении русел в приемный водоем; 2) изменение общего базиса эрозии при многолетних и вековых изменениях фонового уровня приемного водоема; 3) перераспределение стока воды между рукавами дельты, ведущее к размыву и активизации одних водотоков и заилению и отмиранию других. Масштабы русловых деформаций в устьях рек, вызванных указанными причинами, могут быть весьма значительными. При устьевом удлинении вертикальное нарастание дна может достигать 3–5 м/год в дельте Дуная, 5–7 м/год в дельте Амударьи [118, 136]. С удалением от моря темпы повышения дна уменьшаются. Русловые деформации, сопутствующие изменению уровня приемного водоема, еще более значительны. Это, пожалуй, наиболее мощное проявление эрозионно-аккумулятивных процессов на планете в целом: вертикальное изменение отметок дна достигает сотен метров (правда, за десятки тысяч лет). Заиление и размыв в дельтовых рукавах имеют, конечно, меньшие масштабы, но зато происходят весьма интенсивно. Заметим, что представление о том, что дельты – это области лишь аккумуляции наносов, неточно. В активных рукавах дельты могут происходить весьма значительные размывы [118, 135, 136].

Обратимые (знакопеременные) русловые деформации, типичные для равнинных рек [85], в устьях рек как правило, затушеваны более мощными необратимыми деформациями. Вблизи моря в условиях переменного подпора речные перекаты выражены обычно слабо [118, 135, 136]. Но для устьев рек характерны свои типичные русловые формы - устьевые бары и устьевые косы (разд. 4.3), гряды в узлах разделения рукавов, "ямы" местного размыва, обычно приуроченные к линзам легко размываемых грунтов [17, 118, 136].

Между обратимыми и необратимыми русловыми деформациями в устьях рек имеется некоторая связь. Например, отмирание рукавов часто сопровождается меандрированием русла, а само меандрирование, увеличивающее длину русла, способствует возрастанию его гидравлических сопротивлений,

уменьшению в результате этого поступающего в русло расхода воды и, как следствие, – отмиранию меандрирующего рукава [118, 136].

Механизм русловых процессов на устьевом участке реки, направленность русловых деформаций и их интенсивность могут быть объяснены и оценены с помощью разработанного автором книги метода гидролого-морфометрических зависимостей [118, 135, 136]. Суть метода заключается в сравнении фактических морфометрических характеристик русла с их гипотетическими "устойчивыми" значениями, определяемыми с помощью гидролого-морфометрических зависимостей. "Устойчивыми" считаются характеристики русла, которые при заданных внешних условиях не имеют направленных изменений, то есть отвечают динамически устойчивому руслу. Гидролого-морфометрические зависимости связывают морфометрические и гидравлические характеристики русел с их руслоформирующими расходами воды и строятся по данным измерений на сети створов в системе рукавов в конкретной дельте. Теоретический вывод структуры гидролого-морфометрических зависимостей дан в работах [118, 135, 136].

В наиболее простой форме эти зависимости могут быть представлены следующим образом:

$$\begin{aligned} B_0 &= K_B Q^{1/2}, \\ h_0 &= K_h Q^{1/3}, \\ v_0 &= K_v Q^{1/6}, \\ J_0 &= K_J Q^{-1/9}, \end{aligned} \qquad (4.2)$$

где B_0, h_0, v_0, J_0 – "устойчивые" значения ширины, глубины русла, средней скорости течения, уклона водотока, Q – его руслоформирующий расход воды. K – коэффициенты, индивидуальные для каждой дельты, причем $K_B + K_h + K_v = 1$. Обработка многочисленных данных измерений во многих дельтах (Печоры, Енисея, Лены, Оби, Яны, Кубани, Дуная, Волги, Куры, Терека, Амударьи) позволила выявить связь коэффициентов K с местными условиями каждой дельты и, прежде всего – с нагрузкой потока наносами [135, 136].

В результате анализа данных получены гидролого-морфометрические зависимости и некоторые отношения подобия для водотоков дельт (табл. 4.2). Выявлено, что характер зависимостей оказался разным при больших и малых величинах мутности воды в половодье s. В качестве руслоформирующего расхода воды Q взяты, как правило, расходы воды рукавов, соответствующие среднему из максимальных годовых расходов воды реки. Более подробно методика расчета руслоформирующих расходов воды в водотоках дельт изложена в работах [12, 136]. Обращает на себя внимание важный факт: рукава дельт геометрически не подобны: отношение B_0/h_0 зависит от водоносности рукава. Морфометрическое подобие водотоков дает соотношение $B_0^{2/3}/h_0 = \text{const}$. Гидравлическое подобие отражает соотношение типа числа Фруда $v_0^2/h_0 = \text{const}$.

Таблица 4.2

Гидролого-морфометрические зависимости и некоторые отношения подобия для водотоков дельт [136]

Характеристика, отношение	$s < 1{,}0$ кг/м^3	$s > 1{,}0$ кг/м^3
ω_o	$2{,}94\, Q^{5/6} \cdot s^{-0{,}19}$	$2{,}94\, Q^{5/6} \cdot s^{-0{,}33}$
B_o	$4{,}60\, Q^{1/2} \cdot s^{-0{,}35}$	$4{,}60\, Q^{1/2}$
h_o	$0{,}65\, Q^{1/3} \cdot s^{0{,}16}$	$0{,}65\, Q^{1/3} \cdot s^{-0{,}33}$
v_o	$0{,}34\, Q^{1/6} \cdot s^{0{,}19}$	$0{,}34\, Q^{1/6} \cdot s^{0{,}33}$
J_o	$8{,}28 \cdot 10^{-5}\, Q^{-1/9} \cdot s^{0{,}17}$	$8{,}28 \cdot 10^{-5}\, Q^{-1/9} \cdot s^{1{,}10}$
B_o/h_o	$7{,}08\, Q^{1/6} \cdot s^{-0{,}51}$	$7{,}08\, Q^{1/6} \cdot s^{0{,}33}$
$B_o^{2/3}/h_o$	$4{,}25\, s^{-0{,}39} = C_1$	$4{,}25\, s^{0{,}33} = C_1$
v_o^2/h_o	$0{,}18\, s^{0{,}22} = C_2$	$0{,}18\, s^{0{,}99} = C_2$

Примечание: ω – площадь поперечного сечения русла ($\omega_o = B_o h_o$).

Таблица 4.3

Критерии направленности необратимых русловых деформаций в водотоках устьев рек [136]

Активизация, размыв водотока	Отмирание, заиление водотока
$\omega < \omega_o$	$\omega > \omega$
$v > v_o$	$v < v_o$
$B < B_o$	$B > B_o$
$h > h_o$	$h < h_o$
$B/h < B_o/h_o = (K_B/K_h)\, Q^{1/6}$	$B/h > B_o/h_o = (K_B/K_h)\, Q^{1/6}$
$B^{2/3}/h < B_o^{2/3}/h_o = C_1$	$B^{2/3}/h > B_o^{2/3}/h_o = C_1$
$v^2/h > v_o^2/h_o = C_2$	$v^2/h < v_o^2/h_o = C_2$

Примечание: символы со значком "о" характеризуют "устойчивые" величины, определенные с помощью гидролого-морфологических зависимостей, без значка – фактические.

Направленность русловых деформаций в водотоках дельты и на устьевом участке реки в целом может быть определена с помощью критериев (табл. 4.3), вытекающих из приведенных выше гидролого-морфометрических зависимостей и подтвержденных многочисленными данными наблюдений [92,118,135,136,151].

Причинами нарушения устойчивости водотоков и различий между "устойчивыми" и фактическими характеристиками русла, приводящими к необратимым русловым деформациям в устьях рек, могут быть:

I. Изменения "устойчивых" значений характеристик, связанные с естественными или антропогенными изменениями стока воды и наносов, поступающих в вершину дельты или в данный водоток с верхних участков (изменение Q и s, ведущее к изменению ω_0, B_0, h_0, v_0, J_0); II. Изменения фактических характеристик русел, вызванные: 1) изменениями длины рукавов в результате устьевого удлинения, абразии морского края дельты, меандрированием, искусственным удлинением или укорочением русла, приводящими к изменению фактического уклона J; 2) изменениями фонового уровня приемного водоема, также ведущих к изменениям J; 3) искусственными или предшествующими естественными изменениями размеров водотоков (ω, B, h).

В результате возникновения различий между "устойчивыми" и фактическими характеристиками русла начинаются необратимые русловые деформации, интенсивность которых зависит от степени упомянутых различий, а направленность может быть определена с помощью критериев из табл. 4.3. Необратимые русловые деформации идут в направлении, приближающем состояние русла к устойчивому. Часто после нарушения состояния устойчивости русловой процесс развивается с затухающей интенсивностью, однако в связи с нестабильностью всей устьевой гидрографической системы русла редко достигают полностью устойчивого состояния.

Для объяснения процессов формирования продольного профиля русла на устьевом участке реки и сопутствующих крупномасштабных вертикальных русловых деформаций может быть применена концепция "устойчивого" уклона [136]. "Устойчивый" уклон J_0 (уклон состояния равновесия), при котором должны отсутствовать необратимые русловые деформации, зависит от руслоформирующего расхода воды Q и мутности воды в половодье s и определяется с помощью формул из табл. 4.2. Направленность и интенсивность вертикальных деформаций продольного профиля русла на устьевом участке будет зависеть от характера соотношения J_0 и фактического уклона водной поверхности J. Последний изменяется при изменении длины русла L и уровня моря $H_м$. При $J = J_0$ на устьевом участке реки не происходит направленных русловых деформаций. При $J > J_0$ происходят эрозия и понижение русла, при $J < J_0$ – аккумуляция наносов и повышение русла.

Соотношение $J < J_0$ возникает в результате увеличения J_0 при уменьшении Q или увеличении s, а также в трех случаях уменьшения фактического уклона J: при устьевом удлинении русла (выдвижении его в море) (рис. 4.1*а*), повышении фонового уровня приемного водоема (рис. 4.1*б*) и понижении фонового уровня приемного водоема в случае очень малых уклонов дна обнажающейся части устьевого взморья (рис. 4.1*г*). Соотношение $J > J_0$ возникает в результате уменьшения J_0 при увеличении Q или уменьшении s, а также вследствие увеличения фактического уклона J при понижении фо-

нового уровня приемного водоема в случае приглубокого взморья (рис. 4.1*в*). Области эрозии и аккумуляции хорошо видны на рис. 4.1. Например, при устьевом удлинении происходит смещение в сторону моря трех зон разнородных русловых деформаций: аккумуляции наносов на протяжении всего предбарового участка русла, эрозии на речном склоне устьевого бара, аккумуляции наносов на морском склоне устьевого бара.

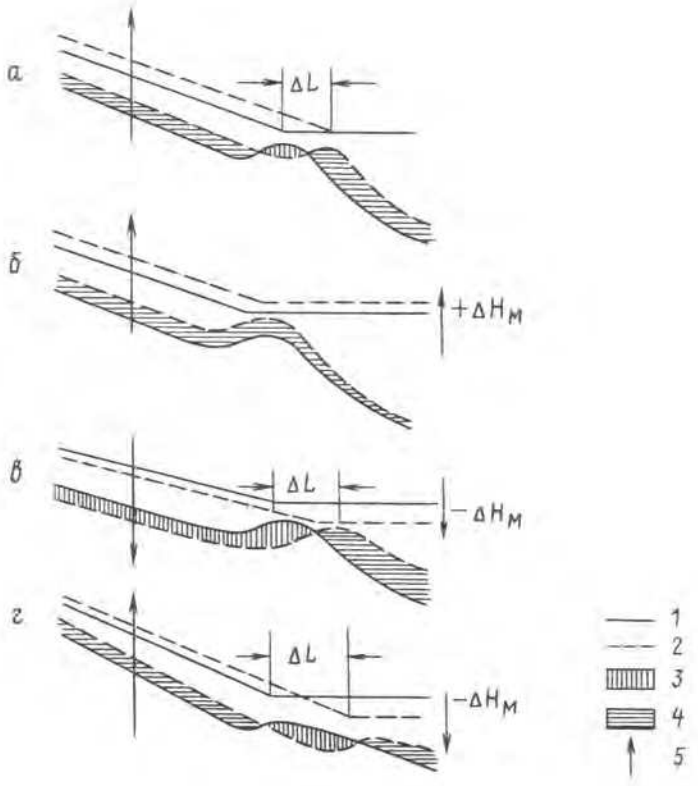


Рис. 4.1. Схема необратимых русловых деформаций на устьевом участке реки в результате устьевого удлинения при стабильном уровне моря (*а*), повышения уровня моря (*б*), понижения уровня моря в случае приглубого взморья (*в*), понижения уровня моря в случае отмелого взморья (*г*) по [136]

1 и 2 – начальное и конечное положение уровенной поверхности и дна, 3 – размыв, 4 – аккумуляция наносов, 5 – направленность изменения уровня воды и отметок дна

Поскольку в реальных условиях соотношение $J \neq J_0$, возникает вследствие одновременного изменения Q, s, L, $H_м$, то складываются довольно сложные условия развития русловых деформаций на устьевом участке реки. Возможные схемы таких процессов рассмотрены в работе [136] и проверены на примере многих устьев рек. В частности, влияние на продольный профиль русла и русловые деформации изменения руслоформирующих расходов воды Q и мутности воды s в результате изъятия стока, изменения длины русла L вследствие устьевого удлинения и колебаний фонового уровня моря (как понижения, так и повышения), подробно рассмотрено на примере устьевого участка Терека [4,6,46,136].

4.3. Отложение наносов на устьевом взморье и формирование устьевого конуса выноса

Как было сказано в разд. 4.1, физической основой отложения речных наносов на устьевом взморье и формирования устьевого бара и конуса выноса, а затем и дельты является уменьшение транспортирующей способности затухающей в сторону моря речной струи. Рассмотрению механизма этого сложного процесса посвящено пока немного работ [118, 136, 151, 189, 255]. Путем совместного использования трех уравнений: затухания скоростей течения в инерционной струе (типа формулы (2.32)), транспортирующей способности потока (типа формул (3.4) или (3.5)) и баланса наносов (типа уравнения русловых деформаций (4.1)) удается рассчитывать продольный профиль аккумулятивного тела на устьевом взморье и интенсивность его выдвижения в приемный водоем [189, 255]. Форма продольного профиля оказывается экспоненциальной, что соответствует данным наблюдений. Более сложная задача, связанная с расчетом выдвижения профиля дна с учетом естественной сортировки наносов, сопутствующей уменьшению транспортирующей способности потока вдоль речной струи, пока не решена.

Формирование устьевого бара. Первым морфологическим проявлением отложения речных наносов на устьевом взморье является образование устьевого бара. Устьевой бар, с одной стороны, это "зародыш" дельты, а с другой, – последняя структурная форма речных русловых образований типа переката. Устьевые бары характерны практически для всех устьев рек.

Морфология, морфометрия и динамика устьевых баров в последние десятилетия активно изучались в нашей стране [118, 133, 135, 136, 147, 148, 151, 268] и за рубежом [83, 218, 307, 310].

Устьевой бар обычно включает в себя баровую отмель с ложбинами (или баровый осередок) и подводные устьевые косы (рис. 4.2). В зависимости от сочетания влияния речных (сток воды и наносов) и морских (волнение, приливы) факторов в устье потока могут сформироваться устьевые бары разных типов (рис. 4.3, табл. 4.4).

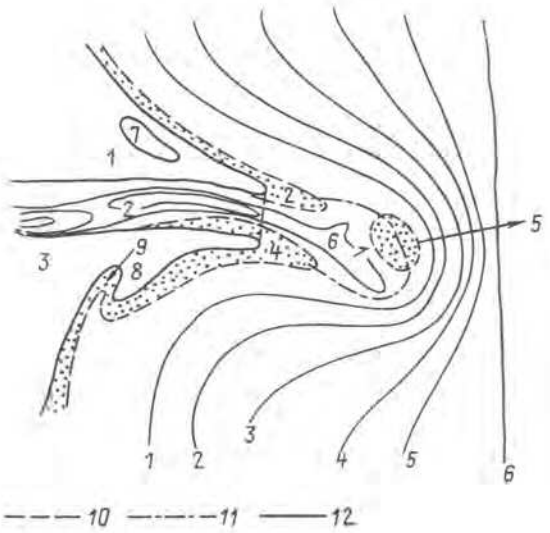


Рис. 4.2. Схема устьевого бара [136]

1 – левая устьевая коса, 2 – ее подводная часть, 3 – правая устьевая коса, 4 – ее подводная часть, 5 – баровый осередок (в данном случае подводный), 6 – баровая ложбина, 7 – изолированная лагуна, 8 – морская коса (береговой бар), 9 – полуизолированная лагуна, 10 – устьевой створ, 11 – гребень бара, 12 – изобаты.

Морфометрические характеристики устьевых баров зависят, во-первых, от морфометрических характеристик самого русла, во-вторых, от величины стока наносов реки, в-третьих, от интенсивности разрушающего воздействия морских факторов и, прежде всего, волнения [111, 133, 135, 136, 147, 307]. В.Ф.Полонским [147, 148] получены зависимости между длиной бара $l_б$ и глубиной на его гребне $h_б$, с одной стороны, и расходом воды водотока Q и мутностью воды s, с другой:

$$l_б = K_l Q^{0,47} s^{-0,56},$$
$$h_б = K_h Q^{0,36} s^{-0,15}. \qquad (4.3)$$

Выявлено также, что коэффициенты K_l и K_h зависят от соотношения удельного расхода наносов и энергии волнения T : K_l с ростом T увеличивается (приблизительно от 10 до 70), K_h – меньшается (приблизительно от 0,3 до 0,06).

Формирование устьевого конуса выноса связано с широкомасштабным отложением и переотложением речных и частично морских наносов на дне устьевого взморья. Характер этого процесса может быть описан с применением уравнений баланса наносов (3.18) и (3.19). Одновременно с развитием

конуса выноса происходит и устьевое удлинение (укорочение) русла; поэтому указанные уравнения баланса наносов можно использовать для расчета и этих процессов. При этом основные сложности заключаются, во-первых, в задании какой-либо определенной геометрической формы для устьевого конуса выноса, а во-вторых, в определении той части речных наносов, которая идет на формирование этого конуса.

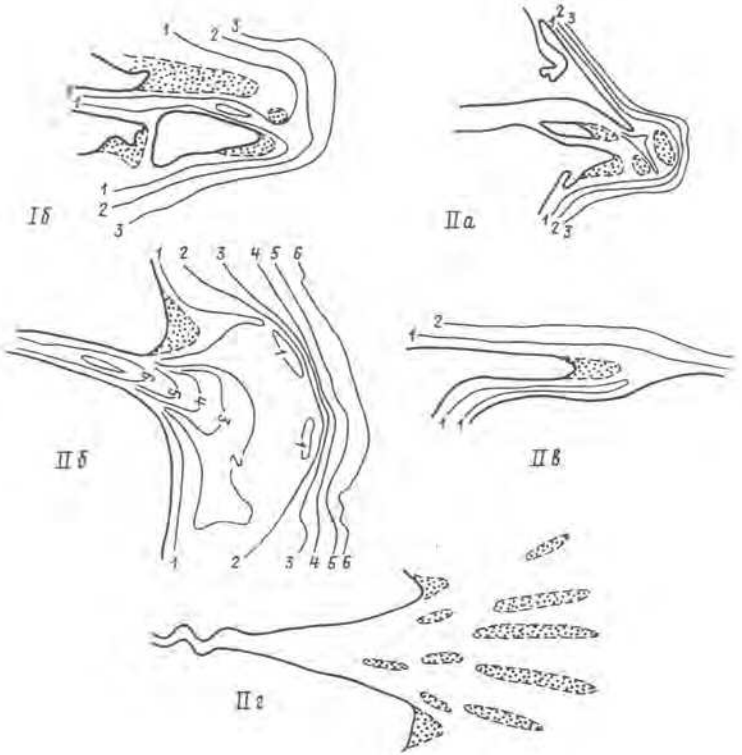


Рис. 4.3. Схемы устьевых баров различных подтипов (см. табл. 4.4)

Iб – рукав Урдабай в дельте Амударьи, *IIа* – Сулак, *IIб* – рукав Быстрый в дельте Дуная, *IIв* – устье малой реки, *IIг* – устье Темзы [135, 136]

Таблица 4.4

Типизация устьевых баров на приглубом взморье [133, 135, 136, 147]

Тип устьевого бара	Характеристика типа	Характеристика бара	Морфологические признаки		Примеры
			Наличие осередка	Размер устьевых кос	
I. Речной	доминирующее влияние речных факторов	Iа постоянное интенсивное выдвижение бара в водоем	имеется	длинные	устьевые бары в лабораторных условиях
		Iб интенсивное выдвижение в половодье и замедленное – в межень	"	"	устьевые бары крупных рукавов дельты Амударьи
II. Речно-морской	заметное влияние морских факторов	IIа выдвижение в половодье и частичное волновое разрушение в межень	"	средние	устьевые бары крупных рукавов дельт Дуная, Кубани, Сулака
		IIб выдвижение в половодье и полное волновое разрушение в межень	имеется не всегда	короткие	устьевые бары малых водотоков дельт Дуная, Кубани
		IIв незначительное выдвижение в половодье и превосходящее волновое разрушение в межень	отсутствует	"	бары в устьях отмирающих дельтовых водотоков, в устьях малых рек
		IIг формирование продольных приливных гряд и ложбин	имеются продольные приливные гряды	"	бары в устьях рек с сильными приливами (Орд, Кланг, Темза)

Для формы тела конуса выноса предлагались различные варианты, например: $\Delta W_{кв} \sim \Delta L B_{отл} h_{взм}$, где ΔL – величина устьевого удлинения, $B_{отл}$ – ширина зоны отложения наносов на устьевом взморье, $h_{взм}$ – его глубина, $\Delta W_{кв} \sim \Delta L [h_{взм} (k B + h_{взм} \operatorname{ctg}\alpha) - B h]$, где α – угол откоса морского склона бара, B и h – ширина и глубина русла; $\Delta W_{кв} \sim k\pi\Delta L^3 \ i_{взм} \cdot i_{м.б.} / (i_{м.б.} - i_{взм})$, где $i_{взм}$ – фоновый уклон дна взморья, $i_{м.б.}$ – уклон морского склона бара. Приведенные формулы были предложены В.Н.Михайловым [118, 135, 136]. Использовались и более сложные варианты геометрической интерпретации тела конуса выноса Н.С.Байдиной и С.С.Байдиным [19] и В.Ф.Полонским [146].

При известных величинах $W_р$, $W_в$ и $W_т$ и при выбранном варианте задания формы конуса выноса $\Delta W_{кв}$ с помощью уравнения (3.17) можно определить и величину устьевого удлинения ΔL.

Устьевое удлинение русла, или увеличение его длины при выдвижении в приемный водоем может быть активным, если оно вызвано отложением речных наносов на устьевом взморье и ростом конуса выноса, и пассивным, если оно – следствие только снижения уровня приемного водоема и обнажения части дна устьевого взморья. Между крайними типами устьевого удлинения (активным и пассивным) существует целый ряд промежуточных типов с разным соотношением активного и пассивного удлинения. Качественно картина активного устьевого удлинения хорошо изучена на примере дельт Амударьи [153,155,158], Дуная [42,118,135,136], Терека [4,6,18,20,46, 136]. Наиболее яркий пример активного устьевого удлинения привел М.М.Рогов [153]: за период 1940–1951 гг. рукав Инженер-узек в дельте Амударьи выдвинулся в море на 25 км, создав новую дельту площадью 200 км^2.

Это выдвижение русла привело к повышению уровня воды и берегов русла в районе первоначального морского края дельты на 3,5–4,0 м. Подъем уровня воды вследствие устьевого удлинения распространился по руслу на 50–60 км.

Активное устьевое удлинение тем больше, чем больше сток наносов реки и меньше глубина устьевого взморья и разрушающее воздействие морских факторов.

Пассивное устьевое удлинение зависит от величины снижения уровня приемного водоема и уклона дна взморья: $\Delta L = \Delta H_м / i_{взм}$. Однако даже вдали от устьев рек пассивное выдвижение берега, сопутствующее снижению уровня моря, обычно больше, чем по приведенной формуле, что объясняется перестройкой подводного склона берега вследствие отложения морских наносов [65, 99].

Суммарное устьевое удлинение в устьях рек, впадающих в водоем со снижающимся уровнем, складывается из удлинения обоих типов, разделить которые бывает весьма сложно (рис. 4.1). Различные случаи сочетания активного и пассивного удлинения водотоков в устьях рек, включая компен-

сирующее влияние отложения наносов на взморье, на процесс врезания русла при снижении уровня приемного водоема рассмотрены в работах [8,18, 118,135,136,151,155,158]. Весьма характерными являлись, например, процессы в устье Амударьи. За 1961–1978 гг. уровень Аральского моря снизился на 6,5 м. Понижение же отметок уровня воды в русле в месте прежнего (на 1960 г.) устьевого створа составило лишь 4,5 м. Несовпадение двух упомянутых величин объясняется компенсирующим влиянием устьевого удлинения, которое за 18 лет составило 17 км и должно было привести к повышению уровня воды на устьевом участке в районе бывшего устьевого створа на величину $\Delta H = \Delta L J$, равную при $J = 12 \cdot 10^{-5}$ около 2,0 м. Поэтому-то общее врезание русла и оказалось равным 6,5–2,0 = 4,5 м [136].

"Критерий взаимодействия реки и моря". Предположение о том, что морфометрия и морфология дельты выдвижения или устьевого бара связаны с относительным влиянием речных и морских факторов, были высказаны давно [167,212,253]. Однако количественно эта идея впервые нашла воплощение в работе Л.Райта и Дж.Колемана [309]. Анализируя форму морского края дельт мира, эти авторы предложили критерий, названный ими "индексом речного расхода" и равный отношению удельного (на единицу ширины морского края дельты) расхода воды к удельному потоку энергии ветрового волнения q/E, где $E = Э c_{гр}$. Здесь $c_{гр}$ – групповая скорость волн, а Э – энергия волнения согласно (3.13). Позже в [135,136,147] было показано, что более оправдано использовать не удельный расход воды, а удельный расход наносов. В этом случае связь "критерия взаимодействия реки и моря" r/E и морфометрии морского края дельты оказывается более тесной, поскольку именно сток наносов является главным фактором, формирующим дельту выдвижения. Указанная взаимосвязь отражена в табл. 1.2.

Объединив концепцию "критерия взаимодействия реки и моря" с анализом уравнения баланса наносов в устье реки, можно разработать новый метод расчета выдвижения дельты в море и количественной оценки динамики морского края дельты. Для этого в уравнении (3.18) поступление речных наносов крупных фракций ($W_р^1$) и унос их волнением ($-W_в$) необходимо выразить через удельные объемные расходы наносов крупных фракций на единицу длины морского края дельты:

$W_р^1 = R^1 \Delta t = r^1 L_{мкд} \Delta t$ и $W_в = R_в \Delta t = r_в L_{мкд} \Delta t$.

Напомним, что крупными наносами принято считать такие наносы, если их диаметр больше 0,5 мм. Если предположить, что унос наносов с единицы длины морского края дельты пропорционален удельному потоку энергии ветрового волнения (или удельной его мощности) $r_в = aE$, то уравнение (3.18) можно записать в виде $\Delta W_{кв}^1 = r^1 L_{мкд} \Delta t - aEL_{мкд} \Delta t$ или

$$\frac{\Delta W^{1}_{кв}}{E L_{межд} \Delta t} = \frac{r^{1}}{E} - a = \lambda^{1} - a \ , \qquad (4.4)$$

где λ^{1} и есть размерный "критерий взаимодействия реки и моря", равный r^{1}/E.

Физически более обоснованно использовать безразмерный "критерий взаимодействия реки и моря" $\lambda^{1}_{o} = \frac{\lambda^{1}}{a} = \frac{r^{1}}{aE}$, где числитель – удельный расход приносимых рекой крупных наносов, знаменатель – удельный расход крупных наносов, уносимых волнением.

Разделив все члены уравнения (4.4) на a, получим

$$\frac{\Delta W^{1}_{кв}}{aE L_{межд} \Delta t} = \lambda^{1}_{o} - 1 \ . \qquad (4.5)$$

Уравнение (4.5) показывает, что в устье потока может сложиться три ситуации: 1) $\lambda^{1}_{o} > 1$ и, следовательно, $\Delta W^{1}_{кв} > 0$, конус выноса выдвигается в море; 2) $\lambda^{1}_{o} < 1$ и $\Delta W^{1}_{кв} < 0$, конус выноса размывается, дельта деградирует; 3) $\lambda^{1}_{o} = 1$ и $\Delta W^{1}_{кв} = 0$, конус выноса и дельта стабильны.

Аналогично можно получить формально и размерный "критерий взаимодействия реки и моря" λ и для наносов всех фракций и всего объема конуса выноса. Тогда уравнение (4.4) получит вид

$$\frac{\Delta W_{кв}}{E L_{межд} \Delta t} = b \frac{r}{E} - c = b\lambda - c, \qquad (4.6)$$

где $\Delta W_{кв}$ – изменение всего конуса выноса, r – удельный расход наносов реки всех фракций, λ – размерный "критерий взаимодействия реки и моря" для всех фракций наносов, равный r/E. Аналогично можно получить и безразмерный критерий: $\lambda_{o} = \frac{b\lambda}{c} = \frac{b}{c}\frac{r}{E}$.

При $\lambda_o = 1$ дельта стабильна, $\lambda_o > 1$ – выдвигается в море, $\lambda_o < 1$ – деградирует. Направленность процесса, таким образом, может быть определена и с помощью критерия λ^{1}_{o} и с помощью критерия λ_{o}.

Изложенный метод применен для расчета и прогноза изменений "новой" дельты Терека [46,137,138]. Для условий этой дельты величина параметра a в формуле вида (4.4) оказалась равной $0{,}222 \cdot 10^{-6}$ м^3/Дж, а величины параметров b и c в формуле вида (4.6) – 0,478 и $0{,}482 \cdot 10^{-6}$ м^3/Дж соответственно.

4.4. Формирование дельты и ее гидрографической сети

Из речных и морских наносов в устье реки формируется устьевой конус выноса, верхняя надводная часть которого представляет собой дельту, часто со сложной и изменчивой гидрографической сетью. В современную геологическую эпоху дельты являются весьма типичными природными объектами, формирующимися на морских побережьях. Развитию дельт способствует большой сток наносов реки, мелководность устьевого взморья, слабое воздействие приливов и морского волнения. Данные о размерах некоторых дельт мира приведены в табл. 4.5.

Эпохи, стадии и фазы дельтообразования. При относительно неизменном стоке наносов реки процесс дельтообразования определяется прежде всего морфологией и морфометрией устьевого взморья. В случае полузакрытого взморья (узкий залив, губа, лиман, лагуна, эстуарий) (см. гл. 1) емкость взморья относительно невелика, и формирование дельты при том же стоке наносов идет быстрее, чем на открытом устьевом взморье. Кроме того, на полузакрытом устьевом взморье обычно заметно слабее разрушающее воздействие на дельту морского волнения.

На емкость взморья существенное влияние оказывает положение уровня приемного водоема. С изменением уровня океана (моря, озера) перемещается (плавно или скачкообразно) и место отложения речных наносов, и место формирования дельты. При повышении уровня моря (трансгрессия) происходит затопление всей старой дельты или ее части, а затем и долины реки и части приморской равнины; место наиболее активной аккумуляции наносов смещается вверх по течению реки. При снижении уровня моря (регрессия) часть дельты и дна устьевого взморья обнажается, место отложения наносов смещается в сторону водоема. Поэтому в процессах дельтообразования на побережьях как океана, так и внутренних морей и крупных озер, обычно хорошо выделяются эпохи трансгрессий и регрессий.

Хорошо известны, например, миграции мест формирования дельт Волги, Урала, Терека вслед за изменениями уровня Каспийского моря [30,46,136, 141,151,156].

В трансгрессионные и регрессионные эпохи процесс дельтообразования может быть непрерывным, когда одна и та же дельта смещается вслед за береговой линией, или прерывистым (скачкообразным) в пространстве и во времени, когда одна дельта прекращает свое существование и на новом месте формируется совершенно новая дельта той же реки.

Например, при снижении уровня Каспия в устьях Куры, Терека и Сулака [14,18,20,43,46,60,61,136] формировались последовательные, примыкающие друг к другу дельты.

Таблица 4.5

Морфометрические характеристики важнейших дельт мира

Река	Площадь дельты, км^2	Длина дельты, км	Источники
Амазонка	100 000	350	[167]
Амударья	9 000	250	[135]
Волга	18 900	120	[17,135]
Ганг и Брахмапутра	105 600	–	[83]
Годавари	6 320	–	[83]
Днепр	346	47	[135]
Дон	538	41	[135]
Дунай	5 640	116	[42]
Енисей	4 500	181	[69, 167]
Инд	29 520	–	[83]
Индигирка	5 500	137	[69, 167]
Иравади	20 570	–	[83]
Колвилл	1 690	–	[83]
Колыма	3 000	107	[69, 167]
Красная	15 600	185	[139]
Кубань	4 190	113	[135]
Кура	200	10	[43]
Лена	25 000	106	[9, 69]
Магдалена	1 690	–	[83]
Маккензи	8 500	–	[83]
Меконг	70 000	300	[167]
Миссисипи	28 570	300	[83, 167]
Нева	80	8	[44, 69]
Нигер	19 130	–	[83]
Нил	12 500	160	[83, 167]
Обь	4 000	136	[69, 167]
Ориноко	20 640	200	[83, 167]
Парана	5 400	–	[83]
Печора	2 900	120	[104]
Сев.Двина	900	45	[104]
Сенегал	4 250	–	[83]
Терек	8 890	105	[18]
Хуанхэ	36 270	–	[83]
Эбро	624	24	[83, 167]
Яна	5 300	158	[69, 167]
Янцзы	66 700	–	[83]

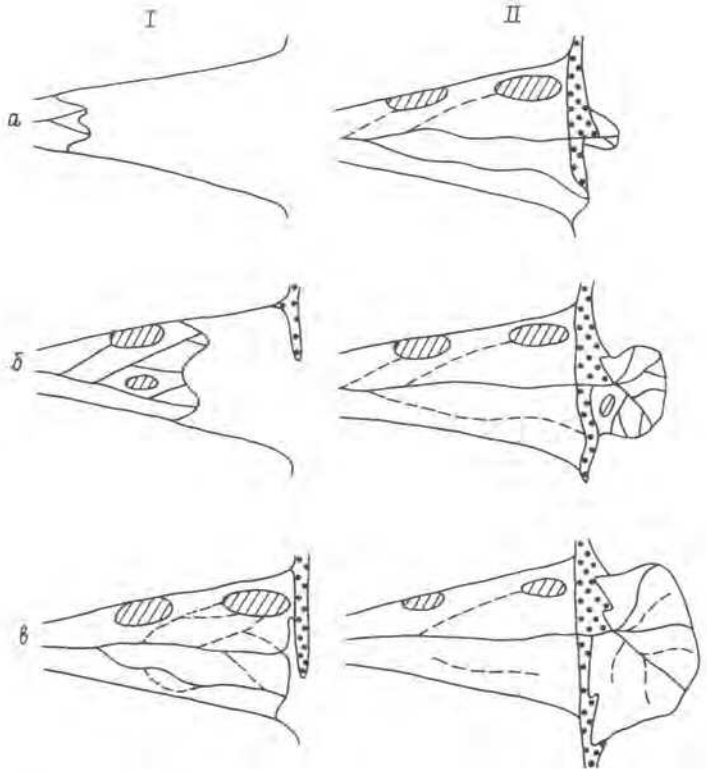


Рис. 4.4. Схема стадийного развития дельты [136]

Стадии: *I* – формирования дельты выполнения, *II* – формирования дельты выдвижения. Фазы: *а* – малорукавная дельта (в начале стадии), *б* – многорукавная дельта, *в* – малорукавная дельта (в конце стадии)

При относительной стабилизации уровня приемного водоема (особенно в завершающей фазе трансгрессии) развитие новых дельт происходит обычно стадийно (гл. 1). Первая стадия – формирование дельты выполнения (I на рис. 4.4) – проявляется в постепенном заполнении наносами реки лагуны (устья Дуная, Яны), лимана (устья Днепра, Днестра), узкого залива – губы (устья Оби, Пура, Таза, Енисея) [42, 91]. По истечении некоторого времени (что зависит прежде всего от величины стока наносов) первая стадия сменяется второй – формированием дельты выдвижения (II на рис. 4.4), когда ре-

ка, заполнив наносами залив (лагуну, лиман), начинает строить дельту на открытом морском побережье (Килийская дельта Дуная, Миссисипи, Хуанхэ и др.) [42,136,218,219,249,258,284,295].

Каждая стадия обычно включает в себя по три фазы – фазу малорукавной, фазу многорукавной и снова фазу малорукавной дельты (рис. 4.4). Фазы развития дельты в основном определяются ограниченностью пространства и малым размером дельты в начальные периоды каждой стадии и ограниченностью числа рукавов, которыми река прорывается через блокирующую косу, выходя на открытое побережье [136]. Фазы развития дельты выдвижения детально изучены на примере Килийской дельты Дуная [42,118,135,136,279].

Периодичность и цикличность развития дельт. Процессам перемещения зон активного дельтообразования как в устье реки в целом, так и в отдельных частях конкретной дельты, свойственна периодичность, связанная с противоречивым механизмом неравномерного выдвижения дельты в море и одновременно со стремлением потока двигаться по гидравлически наиболее выгодному направлению и заполнять, таким образом, отставшие в своем развитии части дельты или прибрежной акватории [14, 135, 136]. Такие процессы могут проходить эволюционно (медленно) или скачкообразно (быстро). В результате зона дельтообразования либо медленно, либо быстро перемещается в пространстве.

Следы последовательных, часто совершенно изолированных друг от друга мест формирования дельт, обнаружены в устьях Миссисипи [83,218,219, 258], Годовари [265], Хуанхэ [249,284], Амударьи [61,153,158], Волги [13, 17,29,156], Куры [60,61,43], Терека [4,18,20,46], Сулака [18,46,118,136,138].

Рассматриваемые процессы (особенно в случаях скачкообразного развития дельт) проявляются в виде повторяющихся циклов развития дельты или ее части. Во многих устьях рек формируются серии причлененных (образующихся на морском крае существующей дельты) или наложенных (образующихся в пониженных частях поверхности существующей дельты) частных дельт [135,136]. Такие процессы хорошо изучены в дельтах Амударьи [153,158], Терека [4,14,18,20,46], Сулака [18,46,136,138], Или [190,191], Дуная [42], Миссисипи [218,219]. В устье Терека за последние 500 лет сформировалось семь наложенных дельт, в дельте Или за последние 600 лет последовательно образовалось четыре наложенные дельты. Примеры формирования причлененных дельт будут приведены ниже. Нередко, как в устьях рек Амударьи, Терека и Или, процесс формирования наложенной дельты переходил в процесс развития причлененной дельты: формировалась наложенно-причлененная частная дельта.

Каждый полный цикл формирования новой причлененной дельты включает в себя несколько этапов [136]: прорыв русла по новому направлению к морю, формирование первичной устьевой отмели, формирование новой надводной причлененной дельты и ее гидрографической сети, отмирание этой

гидрографической сети и волновое разрушение (абразия) дельты, или ее части после нового прорыва и переключения стока по новому направлению. Каждый полный цикл формирования наложенной дельты также включает в себя несколько этапов [136]: прорыв русла по новому направлению, образование разливов и озер на поверхности старой дельты, заполнение понижений старой дельты наносами, формирование русловой сети новой наложенной дельты, сосредоточение стока в ограниченном числе водотоков этой дельты, отмирание гидрографической сети этой дельты после прорыва русла по новому направлению.

Развитие дельт выдвижения. Наиболее интересны с научной точки зрения и важны в практическом отношении процессы формирования активных дельт выдвижения на открытом морском побережье.

Анализ развития дельт выдвижения показывает [128], что возможны два вида формирования таких дельт: эволюционное (относительно замедленное, без прорывов) и скачкообразное (с образованием прорывов и частных дельт). Второй вид развития дельт выдвижения свойствен лишь рекам с очень большой мутностью воды и с весьма большой интенсивностью выдвижения в море. Среди рассматриваемых устьев рек такой тип развития имеют дельты Сулака ("старая" дельта), Миссисипи, Амударьи, Хуанхэ. Мутность воды в этих реках – не менее 2,7–2,8 кг/м^3, максимальная интенсивность выдвижения дельт – не менее 0,7–1 км/год.

В истории развития "старой" дельты Сулака выделено формирование трех лопастей: первая формировалась с 1800 по 1920 гг. ("пионерная" дельта); вторая – после естественного прорыва на северо-восток в 1920 г. (I причлененная дельта); третья – после прорыва по искусственному прокопу в северном направлении в 1929 г. (II причлененная дельта). После искусственного вывода Сулака по прорези в юго-восточном направлении в 1957 г. начала формироваться III причлененная, или "новая" дельта Сулака [18,46,136,137,138].

На протяжении развития дельты Миссисипи сформировалось по крайней мере семь крупных лопастей [219, 258]: Саль Сипремор, возраст которой около 8 тыс. лет, Кокодри – приблизительно 7 тыс. лет, Теш - 5800–3900 лет, Сен-Бернар – 4700–700 лет, Лафурш – 3500–75 лет, Плакмин – около 1000 лет, Бализ – 600–800 лет. Каждая большая лопасть формировалась приблизительно в течение 800–1500 лет, после чего происходил прорыв и наступила полная перестройка гидрографической сети низовьев Миссисипи. Современная дельта выдвижения Миссисипи – это лопасть Бализ, имеющая форму "птичьей лапки". Она представляет собой типичную дельту выдвижения, состоящую из нескольких частных причлененных дельт, большинство из которых образовалось после прорыва основного русла (например, в 1839, 1862, 1874 и 1891 гг.) [218, 219].

Вся история развития устьевой области Амударьи представляет собой формирование многочисленных поясов наложенно-причлененных частных

дельт [153,158]. На определенных этапах развития каждая такая частная дельта развивалась как дельта выдвижения. Формирование как всей частной дельты, так и ее отдельных частей, обычно начиналось с прорыва по кратчайшему направлению к морю. Последняя по времени частная дельта стала интенсивно развиваться после выхода в Талдыкский залив крупного рукава Амударьи – Кипчакдарьи. Начиная с 1937 г., сначала в заливе, а затем на открытом взморье, образовался конус выноса Инженер-узека (по названию главного рукава этой частной дельты). В связи с резким сокращением стока реки и быстрым падением уровня моря развитие дельты выдвижения Амударьи замедлилось, а затем – почти полностью прекратилось.

В дельте Хуанхэ крупные прорывы случаются довольно часто [249, 284, 295]. Начиная с 1889 г. произошло не менее 12 крупных прорывов, приведших к формированию серии частных наложенно-причлененных дельт по обе стороны от русла в 1855 г. Такие прорывы произошли в 1889, 1897, 1904, 1917, 1926, 1929, 1934, 1953, 1960, 1963, 1964 и 1976 гг.

Дельтам с циклическими процессами, связанными с периодическими прорывами, свойственны и более высокие темпы выдвижения в море (табл. 4.6). Наибольшие линейные величины прироста дельты были характерны для устьев Амударьи (4 км/год) и Хуанхэ (до 8 км/год). Наибольшие величины прироста площадей дельты также встречаются у этих рек. По данным М.М.Рогова [153], максимальная интенсивность прироста дельты Инженер-узека в устье Амударьи составляла 20–25 км^2/год. Для дельты Хуанхэ эта величина может достигать 50–60 км^2/год. Средние величины прироста длины дельты составляли в устьях Амударьи и Хуанхэ (в периоды активного выдвижения дельт) около 1,5 км/год, а площади – 15,2 и 23,5 км^2/год соответственно.

В отличие от дельт Сулака ("старой" дельты), Амударьи, Миссисипи, Хуанхэ, развитие дельт выдвижения Терека ("новая дельта"), Килийского рукава Дуная, Риони и Куры шло без крупных прорывов и более медленно (табл. 4.6).

"Новая" дельта Терека сформировалась на открытом побережье Среднего Каспия в результате поступления вод реки в прорезь, прорытую через Аграханский полуостров [2, 46, 128, 129, 137, 138] с января по октябрь 1973 г. и начиная с августа 1977 г.

Дельта в устье Килийского рукава Дуная (так называемая Килийская дельта) начала формироваться приблизительно в 1740 г. и за период своего развития прошла четыре фазы – безрукавную (1740–1880 гг.), малорукавную (1800–1856 гг.), многорукавную (1856–1956 гг.) и вновь малорукавную (начиная с 1956 г.) [42, 137]. "Новая" дельта Риони начала формироваться в 1939 г. после искусственного вывода русла реки к северу от г. Поти с целью предотвращения наводнений [11, 167]. Развитие современной дельты Куры началось после прорыва прибрежной косы приблизительно в 1810 г. [2, 43]. Необходимо отметить, что выдвижение дельт Сулака и Куры заметно замедлилось после зарегулирования стока и сопутствующего уменьшения стока наносов.

Таблица 4.6

Данные об интенсивности выдвижения дельт в море [128]

Дельта	Период	Прирост длины дельты, км/год		Прирост площади дельты, км^2/год	
		средний	наибольший	средний	наибольший
Терека	1973–1987 гг.	0,09	0,7 (1973)	0,21	1,0 (1973)
Сулака	1800–1962 гг.	0,07	0,70 (1929–1938)	0,42	1,23 (1929–1938)
	1957–1987 гг.	0,06	0,25 (1958–1962)	0,16	0,42 (1958–1962)
Дуная	1740–1980 гг.	0,08	0,14 (1871–1883)	1,45	4,33 (1871–1893)
Рионн	1939–1980 гг.	0,05	–	0,16–0,17	–
Куры	1810–1953 гг.	0,07	–	1,35	–
	1959–1966 гг.	–	–	0,4–0,5	–
Амударьи	1940–1951 гг.	1,5	4 (1942)	15,2	22 (1949)
Миссисипи	–	0,05–0,1	–	4	–
Хуанхэ	1949–1986 гг.	1,5	6–8 (1962) 3,3 (1949–1951)	–	–
	1955–1972 гг.	0,44	–	23,5	–

Анализ показывает [128], что многие дельты выдвижения, по крайней мере "новая" дельта Терека, "новая" и "старая" дельты Сулака, Килийская дельта Дуная, сходны по своему строению и принадлежат к одному генетическому ряду. Перечисленные дельты почти без разрыва охватывают приблизительно следующий диапазон изменения морфометрических характеристик: по длине ($L_д$) от 0,1 до 20 км, по площади ($F_д$) – от 0,1 до 350 км^2, по объему конуса выноса ($W_{кв}$) – от 0,0002 до 9 км^3. Между морфометрическими характеристиками этих четырех дельт выдвижения получены весьма тесные связи [128]:

$$F_д = 2{,}049\, L_д^{1{,}559}\ (0{,}985),$$
$$W_{кв} = 0{,}0106\, L_д^{2{,}068}\ (0{,}982), \qquad (4.7)$$
$$W_{кв} = 0{,}0041\, F_д^{1{,}324}\ (0{,}995),$$

где цифры в скобках – коэффициенты корреляции связей между логарифмами характеристик. Размерности величин – км, км^2 и км^3.

Между формой дельты выдвижения и типом ее морского края, с одной стороны, и рассмотренным в разд. 4.3 "критерием взаимодействия реки и моря", с другой, выявлена связь [136], отраженная в табл. 1.2. Например, "параметр выдвинутости дельты в море" N (см. формулу (1.2)) оказался связанным с величиной размерного критерия r/E зависимостью $N = 0{,}35\ \frac{r}{E}\cdot 10^5$, а "параметр изрезанности морского края дельты" K (см. формулу (1.1)) с этим же критерием зависимостью $K = 0{,}12\cdot 10^5 + 1{,}05$ [136].

Динамика гидрографической сети дельты включает: динамику русловой сети и водоемов дельты в процессе стадийного и цикличного развития дельты, динамику морского края дельты, эволюцию внутридельтовых пространств.

Динамика русловой сети. Новые транзитные водотоки дельт, связанные непосредственно или через системы других водоток с самой рекой, образуются в дельтах в основном двумя путями: делением русла на устьевом баре (баровый тип образования водотоков) и при прорывах [135, 136]. В ряде случаев возможен также дренажный тип образования новых водотоков, когда формируются эрозионные русла на поверхности дельты, между ее рукавами, между водоемами дельты и устьевым взморьем [135, 136].

Дельтовые водотоки, как правило, проходят в своем развитии (это относится в основном к водотокам барового и прорывного типов образования) следующие стадии развития: 1) зарождения и становления, 2) активного развития (активизации), 3) зрелости, или динамического равновесия, 4) старения и отмирания [135, 136]. Основной предпосылкой активизации водотока является увеличение его расхода, отмирания водотока – наоборот, уменьшение поступающего в него расхода воды. Поэтому динамика русловой сети

дельты неразрывно связана с процессом перераспределения стока воды по рукавам, при этом изменение распределения стока по рукавам и изменение морфометрических характеристик русел в процессе их размыва или заиления обычно стимулируют друг друга [136].

Характерными элементами русловой сети дельты являются узлы разветвления и слияния водотоков [118, 135]. Форма и морфометрия этих узлов служат хорошими индикаторами тенденции развития формирующих узлы водотоков.

В последнее время делаются попытки разработки математической модели динамики русловой сети дельты, включающей гидравлический и русловой блоки [135, 136, 149, 151, 217].

Динамика водоемов дельты зависит от их происхождения (дельтовые водоемы бывают остаточными, пойменными и унаследованными) (см. гл. 1). Эволюция остаточных и пойменных водоемов тесно связана со стадиями и циклами развития дельты [135, 136]. Заполнение наносами и постепенное отмирание старых водоемов – типичный процесс, свойственный многим дельтам. Этому процессу способствуют отложение речных наносов, поступающих в водоемы по руслам водотоков или через плавни, накопление органических остатков и зарастание водоемов, надвигание на водоемы эоловых образований [136].

Динамика морского края дельты – следствие циклического и стадийного развития самой дельты. Физической причиной выдвижения или отступания морского края дельты является нарушение баланса наносов (см. разд. 4.3). По характеру влияния речных и морских факторов морской край дельты может быть нескольких типов (см. табл. 1.2, рис. 1.5).

Общая тенденция *развития внутридельтовых пространств* заключается в их постепенном наращивании по высоте. Этому способствует заливание дельты мутными водами половодья и накопление органических остатков. Интенсивность нарастания дельты по высоте уменьшается с удалением от русел рукавов [42, 136, 223]. К наращиванию поверхности приморских частей дельты по высоте ведет и повышение уровня приемного водоема. Повышению поверхности соленых маршей в дельтах и эстуариях начинают в США уделять все большее внимание [223, 254, 278]. Интенсивность вертикального нарастания маршей в дельте Миссисипи достигает вдали от рукавов 6 мм/год, в устье Делавэр – 5–6 мм/год, на берегах Чесапикского залива 2–7 мм/год при величине повышения уровня моря 1-2 мм/год [223, 254]. Разница в величинах наращивания поверхности маршей и повышения уровня моря частично объясняется явлением проседания грунта (subsidence).

Изменение гидрографической сети дельт под влиянием хозяйственной деятельности. Естественные процессы развития дельт и их гидрографической сети могут быть существенно нарушены хозяйственной деятельностью [135, 136, 151]. Так, искусственное сокращение длины русла

в устьях рек Сулака (1957 г.) и Терека (1973 и 1977 гг.) заметно активизировало русловые процессы в устье новой прорези и привело к отмиранию части старой гидрографической сети [4,5,16,18,46]. Искусственное перераспределение стока по пространству дельты неоднократно осуществлялось в устьях Амударьи и Терека [18,20,46,153]. Это изменяло условия обводнения дельты и состояние ее гидрографической сети. Влекли за собой изменения русловой сети дельты и сооружение судоходных каналов в устьях Волги, Дуная [13,17,42,151]. Существенно изменило дельту Риони искусственное переключение стока в 1939 г. по новому направлению [11,167].

Как показывают примеры искусственного вмешательства в развитие дельт Терека и Сулака, человек может изменить характер циклических процессов в дельтах, прервав один цикл и стимулировав начало нового. Спрямление русла Терека привело не только к началу образования новой причлененной дельты ("новой" дельты Терека), но и, возможно, к прекращению на некоторое время периодических циклических процессов формирования наложенных дельт на всей дельтовой равнине Терека [4, 5,6,46]. Однако быстрое повышение уровня Каспийского моря может привести к самым неожиданным последствиям.

Существенное воздействие на режим и развитие дельт оказывает обвалование русел их водотоков. Такое обвалование часто изымает из активного процесса дельтообразования обширные площади дельты, изменяет условия их обводнения и их водный режим [42,153,158,173,174]. Обвалование дельтовых земель для их сельскохозяйственного использования широко практикуется в дельтах Волги, Дуная, Терека, Кубани и др.

Наконец, сильное воздействие на режим и морфологию дельт оказывает изъятие и регулирование стока реки. Сокращение стока реки способствует отмиранию систем боковых рукавов и ухудшению условий обводнения дельты, как в устьях Волги, Терека, Или и др. [13,18,190,191]. Особенно катастрофические изменения произошли в дельте Амударьи [135,136,155]. Вследствие резкого сокращения речного стока и быстрого падения уровня Аральского моря дельта и ее экосистема подверглись почти полной деградации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленном обзоре современных представлений об устьевых областях рек основное внимание было уделено двум группам проблем - характеристике устьевой области реки как географического объекта и рассмотрению наиболее важных устьевых гидрологических процессов, формирующих природный облик устьев рек.

Предпринята попытка критического анализа довольно противоречивых представлений об устьевой области реки как природном объекте, существующих концепций районирования и классификации устьев рек. В результате предпринятого анализа даны новые уточненные определения устьевой области реки, дельты, эстуария, предложены новые схемы районирования и классификации устьев рек.

Из всего многообразия устьевых процессов, формирующих природный комплекс устьевых областей рек, рассмотрены наиболее важные проявления процессов гидрологических: динамика вод, динамика наносов и эрозионно-аккумулятивные (морфологические) процессы (кроме слабо изученных эоловых процессов). Из гидрологических процессов, происходящих в устьях рек, в обзоре не нашли отражения требующие специального рассмотрения сложные ледотермические процессы. Ждут также своего анализа пока недостаточно изученные химические, биохимические и биологические процессы в устьевых областях рек.

Рассмотренные в обзоре гидрологические процессы в устьях рек, совокупность которых может быть более точно названа процессами гидрологоморфологическими, являются определяющими в формировании морфологии и режима устьевых областей рек и ведущими в развитии ландшафта и всего природного комплекса этих объектов. Без знания этих процессов невозможно изучить и другие процессы в устьях рек, не рассмотренные в обзоре - ледотермические, химические и биохимические (например, трансформацию химического состава вод), биологические (например, почвообразование и развитие растительного покрова в дельтах) и др. Учет рассмотренных в обзоре процессов весьма важен и при разработке оптимальных мер по использованию и охране природных ресурсов устьевых областей рек.

Несмотря на заметные успехи в изучении гидрологических процессов в устьях рек, достигнутых в России и за рубежом в последние десятилетия, многие стороны этих процессов изучены еще недостаточно, что объясняется сложностью самих процессов, трудностью полевых исследований устьев рек, недостаточной разработанностью методов измерений в сложных устьевых условиях, теории процессов, методов физико-математического их анализа и т.д.

Среди первоочередных задач дальнейшего исследования устье вых гидрологических процессов, отраженных в решениях V Всесоюзного гидрологического съезда [188], можно назвать в первую очередь следующие: 1) повышение комплексности в изучении устьев рек с использованием широкого междисциплинарного подхода; 2) дальнейшее изучение механизма устьевых процессов с помощью математического моделирования, натурных и лабораторных экспериментов; 3) усовершенствование методов расчета и прогноза (особенно долгосрочного) режима и общего состояния природных условий устьевых областей рек с обязательным учетом антропогенного воздействия; 4) разработку научных основ комплексного использования и охраны природных ресурсов устьев рек, разработку стратегии хозяйственного освоения, регулирования и охраны их природных ресурсов в условиях интенсивной хозяйственной деятельности в устьях рек, бассейнах рек и морей; 5) разработку научных основ и организацию постоянно действующего мониторинга устьев рек; 6) исследование естественных и антропогенных изменений морфологии, режима и природного комплекса конкретных устьев рек.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович Г.Н.* Теория турбулентных струй. М.: Физматгиз. 1960. 715 с.
2. *Азимов С.А., Керимов А.А., Штейнман Б.С.* Процессы дельтообразования рек западного побережья Каспийского моря и вопросы рационального использования природных ресурсов устьевых областей. Л.: Гидрометеоиздат. 1986. 104 с.
3. *Айнбунд М.М., Давтян Н.А., Судольский А.С., Фиалков В.А.* Исследование динамики устьев рек и придельтовых частей водоемов на примере р.Селенги и оз.Байкал // Тр. IV Всес. гидрол. съезда. Гидрология озер, водохранилищ и устьев рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1975. 5. С. 356–363.
4. *Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю.* История формирования русла Каргалинского прорыва дельты Терека // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. I. М.: МГУ. 1983. С. 126–134.
5. *Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю.* Гидролого-морфометрическое обоснование оптимального регулирования русла в низовьях р.Терек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1985. № 4. С. 99–105.
6. *Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю.* Процессы дельтообразования в устьевой области Терека // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 123–128.
7. *Алексеевский Н.И., Михинов А.Е.* Формирование и динамика наносов в речной сети и береговой зоне водоемов // Итоги науки и техники. Сер. Гидрология суши. М.: ВИНИТИ. 1991. 8. 184 с.
8. *Ананян А.К.* Исследование продольного профиля реки при непрерывном понижении отметки базиса эрозии // Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР. 1962. II. С. 129–154.
9. *Антонов В.С.* Устьевая область реки Лены. Л.: Гидрометеоиздат. 1967. 107 с.
10. *Антонов В.С., Маслова Н.Г.* Низовья и устье реки Оби. Л.: Гидрометеоиздат. 1965. 82 с.
11. *Аполлов Б.А.* Учение о реках. М.: МГУ. 1963. 423 с.
12. *Бабич Д.Б., Михайлов В.Н., Морозов В.Н.* Оценка руслоформирующих расходов воды в дельтах крупных рек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1985. № 1. С. 16–20.
13. *Байдин С.С.* Сток и уровни дельты Волги. М.: Гидрометеоиздат. 1962. 337 с.
14. *Байдин С.С.* Стадийность развития устьевой области реки // Тр. ГОИН. 1971, вып. 104. С. 5–30.
15. *Байдин С.С.* Устьевая область реки как часть прибрежной зоны моря // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука. 1971. С. 67–74.
16. *Байдин С.С.* Развитие и проблемы исследования морских устьев рек // Исследование океанов и морей. Итоги, проблемы, перспективы. – М.: Гидрометеоиздат. 1983. С. 101–124.
17. *Байдин С.С., Линберг Ф.Н., Самойлов И.В.* Гидрология дельты Волги. Л.: Гидрометеоиздат. 1956. 331 с.
18. *Байдин С.С., Скриптунов Н.А., Штейнман Б.С., Ган Г.Н.* Гидрология устьевых областей рек Терека и Сулака. М.: Гидрометеоиздат. 1971. 198 с.
19. *Байдина Н.С., Байдин С.С.* Процессы устьевого удлинения и возможный метод расчета выдвижения в море пионерной дельты // Тр. ГОИН. 1971, вып. 104. С. 56–72.
20. *Беляев И.П.* Гидрология дельты Терека. М.: Гидрометеоиздат. 1963. 208 с.

21. *Бернадский Н.М.* Теория турбулентного потока и ее применение к построению течений в открытых водоемах // Материалы по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР. М. Л.: Госэнергоиздат. 1933, вып. 20. 83 с.
22. Библиография по гидрологии морских устьев рек / Сост. В.Н. Михайлов, Т.А. Макарова; науч.ред. С.С. Байдин. М. 1969. 88 с.
23. *Богучарсков В.Т., Иванов А.А.* Дельта Кубани. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та. 1979. 108 с.
24. Большая советская энциклопеция. М.: Изд-во "Советская энциклопедия". 1972. 8. 591 с.
25. Большая советская энциклопедия. М.: Изд-во "Советская энциклопедия". 1977. 27. 622 с.
26. Большая советская энциклопедия. М.: Изд-во "Советская энциклопедия". 1978. 30. 631 с.
27. *Бутаков А.Н.* Русловые процессы в устьях судоходных рек. М.: Транспорт. 1981. 104 с.
28. *Важнов А.Н.* Гидрология рек. М.: МГУ. 1976. 339 с.
29. *Валединский В.В., Аполлов Б.А.* Дельта реки Волги (по данным изысканий 1919–1925 гг.) // Тр. Отдела портов и управления внутренних водных путей. Тифлис. 1928. 1, вып. V. 661 с.
30. *Варущенко А.Н.* Статистика выраженных в рельефе четвертичных береговых линий Каспия, его площади и объемы при позднеплейстоценовых и голоценовых трансгрессиях и регрессиях // Палеогеография Каспийского и Азовского морей в кайнозое. Ч. 1. М.: МГУ. 1983. С. 97–109.
31. *Васильев О.Ф., Квон В.И., Чернышева Р.Т.* Температурно-стратификационное течение в водоеме вытянутой формы // Гидротехническое строительство. 1974. № 4. С. 35–38.
32. *Великанов М.А.* Гидрология суши. Л.: Гидрометеоиздат. 1964. 403 с.
33. *Винников С.Д., Проскуряков Б.В.* Гидрофизика. Л.: Гидрометеоиздат. 1988. 248 с.
34. *Виноградова Т.А.* Анализ взаимодействия волн половодья с колебаниями уровня моря на закрытых устьевых взморьях сибирских рек // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 9. С. 150–158.
35. *Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С., Овчарова А.С.* Численные методы решения задачи о неустановившемся движении воды на устьевых участках рек // Тр. ААНИИ. 1983. 378. С. 23–24.
36. Водный режим устьев рек: Библиографический указатель / Сост. Н.П.Егорова, В.В.Иванов; науч. ред. Л.Г.Топорков. Л. 1971. 44 с.
37. *Войнич-Сяноженский Т.Г.* Гидродинамика устьевых участков рек и взморий бесприливных морей // Тр. Тбилисского НИИ гидрометеорологии. 1972, вып. 46 (52). 204 с.
38. *Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В.* Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы. Л.: Гидрометеоиздат. 1977. 207 с.
39. *Галловей У.Е.* Схема процесса морфологического и структурного развития дельтовых осадочных систем // Дельты – модели для изучения. М.: Недра. 1979. С. 31-81.
40. *Ган Г.Н.* Опыт оценки изменения величины нагонных повышений уровня и дальности их распространения в результате зарегулирования стока реки (на примере устья Дона) // Тр. ГОИН. 1972, вып. 115. С. 83-94.
41. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев / Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат. 1970. 394 с.
42. Гидрология устьевой области Дуная. М.: Гидрометеоиздат. 1963. 383 с.
43. Гидрология устьевой области Куры. Л.: Гидрометеоиздат. 1971. 323 с.
44. Гидрология устьевой области Невы. М.: Гидрометеоиздат. 1965. 384 с.
45. Гидрология устьевой области Северной Двины. М.: Гидрометеоиздат. 1965. 376 с.
46. Гидрология устьев рек Терека и Сулака. М.: Наука, 1993. 160 с.
47. Гидрохимия. Основные понятия, термины и определения. ГОСТ 17403–72. М. 1972. 6 с.
48. *Граевский А.П.* Динамика вод Енисейской устьевой области в условиях регулирования стока // Водные ресурсы. 1987. № 6. С. 159–163.
49. *Гришанин К.В.* Гидравлический расчет элементов водного режима в дельтах рек арктической зоны // Тр. ААНИИ. 1967. 278. С. 5–21.
50. *Гришанин К.В.* Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеоиздат. 1979. 311 с.

51. *Гришанин К.В.* Гидравлическое сопротивление подвижных русел // Тр. ГГИ. 1982, вып. 278. С. 29–35.
52. *Грушевский М.С.* Неустановившееся движения воды в реках и каналах. Л.: Гидрометеоиздат. 1982. 288 с.
53. *Даль В.* Толковый словарь. М.: Изд-во худ. лит-ры. 1935. IV. 704 с.
54. *Данилевский Н.Я.* Исследования о Кубанской дельте // Записки Рос. геогр. об-ва. 1869. 2. 123 с.
55. Дельты – модели для изучения / Пер. с англ. М.: Недра. 1979. 323 с.
56. Днепровско-Бугская эстуарная экосистема. Киев: Наукова думка. 1989. 237 с.
57. *Доронин Ю.П., Святский А.З., Иванов В.В.* Математическое моделирование процессов взаимодействия речных и морских вод в устьях рек арктической зоны // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 9. С. 163–170.
58. *Дронкерс Й.* Расчеты приливов в реках и прибрежных водах / Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат. 1967. 294 с.
59. *Думнов С.В.* Численный расчет плотностных течений в эстуариях // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука. 1985. С. 217–219.
60. *Егоров В.В.* Общие закономерности формирования приморско-дельтовых равнин // Изв. АН СССР. Сер. География. 1955, № 4. С. 35–45.
61. *Егоров В.В.* Почвообразование и условия проведения оросительных мелиораций в дельтах Арало-Каспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 296 с.
62. *Журавлева Л.А.* Гидрохимия устьевой области Днепра и Южного Буга в условиях зарегулированного стока. Киев: Наукова думка. 1988. 175 с.
63. *Залогин Б.С., Родионов Н.А.* Устьевые области рек СССР. М.: Мысль. 1969. 312 с.
64. *Зенин А.А., Белоусова Н.В.* Гидрохимический словарь. Л.: Гидрометеоиздат. 1988. 240 с.
65. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 710 с.
66. *Зубов Н.Н.* Динамическая океанология. Л.: Гидрометеоиздат. 1947. 430 с.
67. *Зырянов В.Н.* Гидродинамика соленостного клина // Водные ресурсы. 1987. № 6. С. 107–125.
68. *Иванов В.В.* Метод гидравлического расчета элементов водного режима в дельтах рек // Тр. ААНИИ. 1968. 283. С. 30–63.
69. *Иванов В.В.* О временной изменчивости стока и уровней в дельтах рек // Тр. ААНИИ. 1970. 290. С. 6–17.
70. *Иванов В.В.* Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей крупных рек // Тр. ААНИИ. 1974. 308. С. 4–13.
71. *Иванов В.В.* Метод гидравлического расчета элементов водного режима при регулировании дельт рек // Тр. ААНИИ. 1974. 308. С. 14–19.
72. *Иванов В.В.* Гидравлический расчет проектного перераспределения расходов воды при выправлении многорукавных русел рек // Тр. ААНИИ. 1976. 314. С. 3–15.
73. *Иванов В.В., Кирпиченок Т.Е., Граевский А.П.* Методика комплексной оценки состояния вод в устьях рек на основе кластерного анализа многофакторной информации // Водные ресурсы. 1987. № 4. С. 104–110.
74. *Иванов В.В., Котрехов Е.П.* Опыт численного моделирования неустановившегося движения воды в многорукавной дельте реки // Тр. ААНИИ. 1976. 314. С. 16–35.
75. *Иванов В.В., Котрехов Е.П.* Оценка влияния речного стока на режим уровней устьевого участка Енисея // Тр. ААНИИ. 1976. 314. С. 120–151.
76. *Иванов В.В., Макеев В.М.* Роль долгопериодных колебаний уровня океана и вертикальных движений земной коры в развитии устьевых областей рек арктической зоны // Водные ресурсы. 1987. № 4. С. 123–128.
77. *Иванов В.В., Марченко А.С., Михалев М.А.* Развитие методов расчета водного режима многорукавных русел рек с учетом русловых процессов и основные задачи экспериментальных исследований в этой области // Тр. ААНИИ. 1980. 358. С. 46–54.

78. *Иванов В.В., Пискун А.А., Михалев М.А., Марченко А.С.* Методика гидравлического расчета водного режима многорукавных дельт с учетом руслового процесса // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 9. С. 74–78.
79. *Иванов В.В., Марченко А.С., Михалев М.А., Пискун А.А., Чернин К.Е.* Гидравлический метод расчета водного и руслового режима в многорукавных руслах рек // Тр. ААНИИ. 1983. 378. С. 5–22.
80. *Иванов В.В., Святский А.З.* Численное моделирование вторжения морских вод в устья рек в сезонном масштабе времени // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 116–122.
81. *Караушев А.В.* Проблемы динамики естественных водных потоков. Л.: Гидрометеоиздат. 1960. 392 с.
82. *Караушев А.В.* Теория и методы расчетов речных наносов. Л.: Гидрометеоиздат. 1977. 272 с.
83. *Коleман Ж.М., Райт Л.Д.* Современные речные дельты: изменчивость процессов и песчаные тела // Дельты – модели для изучения. М.: Недра. 1979. С. 32–91.
84. Комплексные исследования Северного Каспия. М.: Наука. 1988. 144 с.
85. *Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снищенко Б.Ф.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеоиздат. 1982. 272 с.
86. *Коновалов И.М.* Свободные турбулентные струи жидкости // Тр. ЛИИВТ. 1947. вып. 14. С. 251–263.
87. *Коновалов И.М.* Теория турбулентного пограничного слоя и ее применение в гидротехнике и судостроении // Речной транспорт. 1956. № 11. С. 11–13.
88. *Коротаев В.Н.* Формирование речных дельт севера Сибири // Эрозия почв и русловые процессы. М.: МГУ. 1981. вып. 8. С. 157–173.
89. *Коротаев В.Н.* Геоморфология речных дельт арктического побережья Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1986. № 1. С. 42–49.
90. *Коротаев В.Н.* Формирование устьев рек в условиях колеблющегося уровня (на примере рек внутриконтинентальных водоемов) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1989. № 6. С. 23–29.
91. *Коротаев В.Н.* Геоморфология речных дельт. М.: МГУ. 1991. 224 с.
92. *Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Бабич Д.Б., Богомолов А.Л., Заец Г.М.* Гидролого-морфологические процессы в дельте р.Лены // Земельные и водные ресурсы. Противоэрозионная защита и регулирование русел. М.: МГУ. 1990. С. 120–144.
93. *Костяницын М.Н.* Гидрология устьевой области Днепра и Юж.Буга. М.: Гидрометеоиздат. 1964. 335 с.
94. *Котрехов Е.П.* Особенности расчета неустановившегося движения воды на устьевых участках крупных рек Сибири// Тр. ААНИИ. 1972. 297. С. 20–33.
95. *Котрехов Е.П., Павлова А.В.* К расчету взаимодействия прилива и штормового нагона в дельте Северной Двины // Метеорология и гидрология. 1983. № 3. С. 79–86.
96. Краткая географическая энциклопедия. М.: Советская энциклопедия. 1960. 1. 563 с.
97. Краткая географическая энциклопедия. М.: Советская энциклопедия. 1964. 4. 447 с.
98. *Леви И.И.* Динамика русловых потоков. Л.–М.: Госэнергоиздат. 1957. 242 с.
99. *Леонтьев О.К.* Геоморфология морских берегов и дна. М.: МГУ. 1955. 378 с.
100. *Леонтьев О.К., Рычагов Г.И.* Общая геоморфология. М.: Высшая школа. 1979. 287 с.
101. Лиманы северного Причерноморья. Киев: Наукова думка. 1990. 203 с.
102. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука. 1974. 438 с.
103. *Лупачев Ю.В.* Особенности проникновения соленой воды в приливное устье реки (на примере устья Северной Двины) // Тр. ГОИН. 1976. вып. 129. С. 37–52.
104. *Лупачев Ю.В.* Динамическое взаимодействие морских и речных вод в приливных устьях рек // Тр. ГОИН. 1984. вып. 172. С. 64–82.

105. *Лупачев Ю.В., Байдин С.С.* О развитии системной концепции в устьевой гидрологии // Исследования океанов и морей. Итоги, проблемы, перспективы. М.: Гидрометеоиздат. 1983. С. 302–306.
106. *Лупачев Ю.В., Макарова Т.А.* Проникновение морских вод в рукава дельты Северной Двины и его возможные изменения // Тр. ГОИН. 1984, вып. 172. С. 117–125.
107. *Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А.* О влиянии динамики вод приливного устья на формирование рельефа дна устьевого взморья // Тр. ГОИН. 1971, вып. 104. С. 31–35.
108. *Лютиков А.В.* Гидравлические сопротивления рукавов и крупных каналов в дельтах рек // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 9. С. 85–88.
109. *Ляхницкий В.Е.* Общие основания улучшения судоходных условий устьев рек, подверженных действию морских приливов, и необходимых при этом исследований // Тр. отдела торговых портов.– Петроград. 1918, вып. XI. 358 с.
110. *Макаров С.О.* Витязь и Тихий океан. СПб. 1894. 1. 337 с.
111. *Мак-Доуэлл Д.М., О'Коннор Б.А.* Гидравлика приливных устьев рек / Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат. 1983. 312 с.
112. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 347 с.
113. *Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 296 с.
114. *Матушевский Г.В.* Расчет высот энергонесущих волн, определяющих вдольбереговое движение наносов // Тр. ГОИН. 1979, вып. 144. С. 115–117.
115. *Михайлов В.Н.* Динамика речной струи, втекающей в водоем // Тр. ГОИН. 1959, вып. 45. С. 79–90.
116. *Михайлов В.Н.* Гидрология неприливных устьев рек // Итоги науки ВИНИТИ. Гидрология суши. М. 1966. С. 113–147.
117. *Михайлов В.Н.* О кинематике потока в устье реки // Тр. ГОИН. 1970, вып. 98. С. 5–22.
118. *Михайлов В.Н.* Динамика потока и русла в неприливных устьях рек. М.: Гидрометеоиздат. 1971. 260 с.
119. *Михайлов В.Н.* Основные закономерности гидрологических процессов в устьях рек // Речная гидравлика и русловые процессы. Ч. 2. М.: МГУ. 1976. С. 99–109.
120. *Михайлов В.Н.* Гидролого-морфологические закономерности формирования речных дельт // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1982. № 2. С. 28–34.
121. *Михайлов В.Н.* Гидролого-морфологические процессы в устьях рек // Динамика и термика рек и водохранилищ. М.: Наука. 1984. С. 263–278.
122. *Михайлов В.Н.* Проблемы изучения, использования и охраны устьевых областей рек // Водные ресурсы. 1987. № 4. С. 89-99.
123. *Михайлов В.Н.* Гидрологические закономерности проникновения морских вод в реки // Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях. М.: Наука. 1989. С. 97–115.
124. *Михайлов В.Н.* Проблемы изучения, использования и охраны устьевых областей рек // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 9. С. 5–18.
125. *Михайлов В.Н., Алексеевский Н.И., Сидорчук А.Ю., Рогов М.М., Михайлова М.В.* Гидролого-морфологические процессы в устьевых областях рек и их антропогенные изменения // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 9. С. 88–94.
126. *Михайлов В.Н., Ган Г.Н., Макарова Т.А.* Метод расчета расходов и уровней воды в водотоках дельт с применением общих модулей сопротивления // Тр. ГОИН. 1973, вып. 116. С. 63–73.
127. *Михайлов В.Н., Добровольский А.Д.* Общая гидрология. М.: Высшая школа. 1991. 368 с.
128. *Михайлов В.Н., Михайлова М.В.* Закономерности формирования дельт выдвижения на открытом морском побережье // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1991. № 5. С. 36–44.

129. *Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Сидорчук А.Ю.* Формирование новой дельты Терека под воздействием речных и морских факторов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1989. № 1. С. 68–75.
130. *Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Фролова Н.А.* Смешение речных и морских вод на устьевом взморье крупной реки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1985. № 6. С. 37–42.
131. *Михайлов В.Н., Морозов В.Н., Михайлова М.В., Гранич П.С.* Гидрологические процессы в устьевой области Дуная и их возможные изменения // Водные ресурсы. 1988. № 1. С. 24-32.
132. *Михайлов В.Н., Повалишникова Е.С.* Необычное природное явление – "обратный" эстуарий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1992. № 1. С. 36–44.
133. *Михайлов В.Н., Полонский В.Ф.* Генетические типы устьевых баров на приглубом морском побережье и их количественные характеристики // Тр. ГОИН. 1975. вып. 129. С. 182–191.
134. *Михайлов В.Н., Полонский В.Ф., Чернецова Г.М.* Закономерности кинематики и динамики потока в приливных устьях рек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1990. № 1. С. 16–24.
135. *Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф.* Динамика гидрографической сети неприливных устьев рек. М.: Гидрометеоиздат. 1977. 294 с.
136. *Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А.* Речные дельты. Гидролого-морфологические процессы. Л.: Гидрометеоиздат. 1986. 280 с.
137. *Михайлова М.В.* Гидролого-морфологические закономерности формирования дельт выдвижения // Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М. 1989. 26 с.
138. *Михайлова М.В.* Закономерности формирования современных дельт выдвижения Сулака и Терека // Комплексные исследования Северного Каспия. М.: Наука. 1988. С. 70–83.
139. *Нгуен Ван Кы.* Динамика устьевых областей рек Социалистической республики Вьетнам // Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. М., 1990. 53 с.
140. *Никифоровская В.С.* Математическая модель для расчета на ЭВМ гидрофизических процессов в устьевых областях рек // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука. 1985. С. 211–216.
141. *Обединтова Г.В.* Формирование речных систем Русской равнины. М.: Недра. 1975. 173.
142. *Одум Ю.* Экология. М.: Мир, 1986. 1. 328 с.; 2. 376 с.
143. Океанология. Термины и определения. ГОСТ 18451-73, ГОСТ 18458-73. М. 1973. 63 с.
144. Охрана природы. Гидросфера. Классификация водных объектов. ГОСТ 17.1.1.02–77. М. 1977. 38 с.
145. *Пискун А.А.* Численное моделирование динамики вод в дельте Оби при сгонах-нагонах // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 129–135.
146. *Полонский В.Ф.* Способ приближенного расчета устьевого удлинения водотока // Тр. ГОИН. 1975. вып. 129. С. 169–181.
147. *Полонский В.Ф.* Возможность расчета основных характеристик устьевых баров и их типизация // Тр. ГОИН. 1979, вып. 143. С. 132–137.
148. *Полонский В.Ф.* Расчет изменений и возможность регулирования устьевых баров на примере дельты Дуная // Тр. ГОИН. 1982, вып. 161. С. 54–67.
149. *Полонский В.Ф.* Математическая модель для прогнозирования развития систем дельтовых водотоков (на примере Килийской дельты Дуная) // Тр. ГОИН. 1991, вып. 198. С. 94–130.
150. *Полонский В.Ф., Горелиц О.В.* Количественная оценка изменений структуры речного потока в приливном устье реки // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Т. 9. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. С. 189–195.
151. *Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А.* Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). СПб: Гидрометеоиздат, 1992. 383 с.

152. *Рихтер В.Г.* Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. М.: Недра. 1965. 244 с.
153. *Рогов М.М.* Гидрология дельты Амударьи. Л.: Гидрометеоиздат. 1957. 255 с.
154. *Рогов М.М.* Основные закономерности динамики гидрографической сети неприливных устьев рек // Тр. ГОИН. 1978, вып. 142. С. 13–24.
155. *Рогов М.М.* Изменения гидрологического режима дельты Амударьи под влиянием хозяйственной деятельности // Тр. ГОИН. 1984, вып. 172. – С. 28–41.
156. *Рогов М.М.* Некоторые особенности развития дельты Волги и ее гидрографической сети // Тр. ГОИН. 1986, вып. 179. С. 56–80.
157. *Рогов М.М., Ромашин В.В., Штейнбах Б.В.* Гидрология устьевой области Западной Двины. М.: Гидрометеоиздат. 1964. 349 с.
158. *Рогов М.М., Ходкин С.С., Ревина С.К.* Гидрология устьевой области Амударьи. М.: Гидрометеоиздат. 1968. 268 с.
159. *Родионов Н.А.* Гидрология устьевой области Дона. М.: Гидрометеоиздат. 1958. 95 с.
160. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов. Киев: Наукова думка. 1974. 224 с.
161. Руководство по гидрологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеоиздат. 1972. 395 с.
162. Руководство по гидрологическому исследованию морских устьев рек. М.: Гидрометеоиздат. 1965. 340 с.
163. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеоиздат. 1973. 535 с.
164. *Русин И.Н., Святский А.З.* Профильная гидродинамическая модель галоклина в Обской губе // Тр. ААНИИ. 1983. 378. С. 88–97.
165. *Рыбак В.С.* Потери стока воды в Волго-Ахтубинской пойме и в дельте Волги // Тр. ГОИН. 1973, вып. 116. С. 82–96.
166. *Рыбак В.С.* О возможном заливании дельты Волги при работе вододелителя // Тр. ГОИН. 1973, вып. 116. С. 104–112.
167. *Самойлов И.В.* Устья рек. М.: Географгиз. 1952. 526 с.
168. *Самсонов О.И.* Трехмерные и двумерные модели растекания речной струи на взморье // Метеорология и гидрология. 1978. № 11. С. 83–92.
169. *Самсонов О.И., Коротаев В.Н.* Динамика потока и дна устьевого взморья (натурные исследования и модели) // Тр. V Всес. гидрол. съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 9. С. 78–84.
170. *Сафьянов Г.А.* Эстуарии. М.: Мысль. 1987. 189 с.
171. *Сеземан Н.А.* Упрощенный метод расчета солености в приливных устьях рек // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 23–27.
172. *Серебряков А.В.* Основные закономерности приливно-отливных явлений в устьях рек // Тр. ГОИНа. 1967, вып. 89. С. 16–38.
173. *Симов В.Г.* Гидрология устьев рек Азовского моря. М.: Гидрометеоиздат. 1989. 327 с.
174. *Симонов А.И.* Гидрология устьевой области Кубани. М.: Гидрометеоиздат. 1948. 140 с.
175. *Симонов А.И.* Гидрология и гидрохимия устьевого взморья. – М.: Гидрометеоиздат. 1969. 230 с.
176. *Скриптунов Н.А.* Гидрология предустьевого взморья Волги. – М.: Гидрометеоиздат. 1958. 144 с.
177. *Скриптунов Н.А.* Изменение солености воды в западной части взморья Волги после зарегулирования стока реки // Тр. ГОИН. 1971, вып. 104. С. 96–108.
178. *Скриптунов Н.А.* Влияние речного стока на гидрологические процессы на устьевом взморье в ледовый период // Тр. ГОИН. 1976, вып. 129. С. 5–36.
179. *Скриптунов Н.А.* Основные закономерности гидрологического режима неприливных устьевых взморьев // Тр. ГОИН. 1973, вып. 142. С. 25–33.

180. *Скриптунов Н.А.* Схемы течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. 1984, вып. 172. С. 139–152.
181. *Скриптунов Н.А.* Основные закономерности гидрологических процессов взаимодействия реки и моря // Водные ресурсы. 1987. № 4. С. 114–119.
182. *Скриптунов Н.А., Демиденко Н.А.* Временная изменчивость мутности воды на устьевом взморье Волги // Тр. ГОИН. 1986, вып. 179. С. 90–105.
183. *Скриптунов Н.А., Лупачев Ю.В.* Процессы проникновения осолоненных вод из моря в неприливные устья рек // Тр. ГОИН. 1982, вып. 161.– С. 68–86.
184. Словарь общегеографических терминов. М.: Прогресс. 1975. 1. 407 с.
185. *Столяр С.Е.* Учет ветрового воздействия в расчетах неустановившегося движения воды на устьевых участках рек // Тр. ААНИИ. 1980. 378. С. 35–38.
186. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. Киев: Наукова думка. 1990. 238 с.
187. Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Гидрология озер, водохранилищ и устьев рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1975. 5. 422 с.
188. Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 9. 235 с.
189. *Туркян К.* Судьба металлов в эстуариях // Химическое загрязнение морской среды. Тр. I-го Сов.-амер. симп. (Одесса, 1977 г.). Л. 1979. 38–47 с.
190. *Хайдаров Р.М.* Динамика дельты р. Или // Тр. ГГИ. 1968, вып. 160. С. 189–222.
191. *Хайдаров Р.М.* Опыт и результаты изучения динамики дельт рек с большим содержанием наносов (на примере дельты р. Или) // Водные ресурсы. 1975. № 1. С. 142–167.
192. *Хлебович В.В.* Современные теоретические и прикладные аспекты биологии эстуариев Советского Союза // Тр. Всес. гидробиол. о-ва. 1989. № 29. С. 127–133.
193. *Хубларян М.Г., Фролов А.П.* Моделирование процессов интрузии в эстуариях и подземных водоносных горизонтах. М.: Наука. 1988. 143 с.
194. *Чебанов М.С.* Системный анализ водного и теплового режима дельтовых озер. Л.: Гидрометеоиздат. 1989. 159 с.
195. *Чеботарев А.И.* Общая гидрология. Л.: Гидрометеоиздат. 1975. 544 с.
196. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат. 1978. 308 с.
197. Четырехъязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Советская энциклопедия. 1980. 703 с.
198. *Чистяков А.А.* Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов. // Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНИТИ. 1980. 10. 164 с.
199. *Шамов Г.И.* Речные наносы. Л.: Гидрометеоиздат. 1959. 378 с.
299. *Шепард Ф.П.* Морская геология. Л.: Недра. 1976. 488 с.
201. *Шикломанов И.А.* Антропогенные изменения водности рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1979. 302 с.
202. *Шугрин С.М.* Численный метод расчета неустановившегося движения воды в системах речных русел и каналов // Изв. СО АН СССР, сер. техн. наук. 1969. № 3, вып. 1. С. 25–31.
203. *Шуйский Ю.Д.* Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометеоиздат. 1986. 240 с.
204. *Шулейкин В.В.* Физика моря. М.: Наука. 1968. 1083 с.
205. *Щукин И.С.* Общая геоморфология. М.: МГУ. 1974. III. 382 с.
206. *Albertson M.L., Dai Y.B., Jenson R.A., Rouse H.* Diffusion of submerged jets // Trans. Amer. Soc. Civ. Engrs. 1950. 115. P. 639-697.
207. *Allen G.P., Bonnefille R., Courtois G., Migniot Cl.* Processus de sèdimentation des vases dans l'estuarine de la Gironde // La Houille Blanche. 1974. № 1/2. P. 129–135.
208. *Allen G.P., Sauzay G.* Transport and deposition of suspended sediments in the Gironde estuary, France // Estuar. Process. New York. 1976. 2. P. 63–81.
209. *Axelsson V.* The Laitaure delta. A study of deltaic morphology and processes // Geografiska annaler. Stockholm. 1967. 49. Ser. A. № 1. 127 p.

210. *Barrell J.* Criteria for the recognition of ancient delta deposits // Geol. Soc. America Bulletin. 1912. 23. P. 377–446.
211. *Barussean J.P., Diop E.H.S., Saos J.L.* Evidence of dynamics reversal in tropical estuaries, geomorphological and sedimentological consequences (Salum and Casamance Rivers, Senegal) // Sedimentology. 1985. 32. № 4a. P. 543–552.
212. *Bates C.C.* Rational theory of delta formation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. 1953. 37. № 9. P. 2119–2162.
213. *Baydin S.S.* Formation of modern delta branches on non-tidal rivers with large sediment discharge // Hydrology of deltas. Proceedings of the Bucharest symposium, May 1969. Paris: Unesco. 1970. 1. P. 113–120.
214. *Bondar C.* Contribuţie la studiul hidraulic al ieşirii la mare prin gurile Dunării // Studii de hidrologie. Bucureşti. 1972. XXXII. 234 p.
215. *Borichansky L.S., Mikhailov V.N.* Interaction of river and sea water in the absence of tides // Scientific problems of the humid tropical sone deltas and their implications. Proceedings of the Dacca symposium. Paris: Unesco. 1966. P. 175–180.
216. *Cameron W.M., Pritchard D.W. Estuaries* // The sea. New York: Interscience, Wiley. 1965. 2. P. 306–324.
217. *Chang H.H., Hill J.C.* Computer modeling of erodible flood channels and deltas // Journ. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs. 1976. 102. № 10. P. 1461–1477.
218. *Coleman J.M., Gagliano S.M.* Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain // Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. 1964. 14. P. 67–80.
219. *Coleman J.M., Prior D.B.* Deltaic sand bodies // A 1980 Short Education Course. 1982. Note Series № 15. 171 p.
220. *Collar R.H.F.* Estuary cicrulation: assessment and application // Proc. Roy. Soc. Edingburgh. 1978. B. 76. № 1–3. P. 37–54.
221. *Collins J.I., Fershi S.N.* Mixed technique for computing surges in channels // Journ. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civil Engers. 1968. 94. № 2. P. 349–362.
222. *Credner G.R.* Die Deltas, ihre Morphologie, geographische Verbreitung und entstehungs Bedingungen // Petermanns Geographische Mitheilungen (Erganzungsland). 1878. 12. P. 1–74.
223. *Day J.W., Templet P.H.* Consequences of sea level rise: implications from the Mississippi delta // Coastal Management. 1989. 17. № 3. P. 241–257.
224. *Dyer K.R.* Coastal and estuarine sediment dynamics. New York: A Wiley Interscience Publication. 1986. 342 p.
225. *Dyer K.R., New A.L.* Intermittency in estuarine mixing // Estuarine variability. New-York: Academic Press. 1986. P. 321–339.
226. *Edzwald J.K., Upchurch J.B., O'Melia Ch.R.* Coagulation in estuaries // Environ. Sci. and Technol. 1974. 8. № 1. P. 58–63.
227. *Einstein H.A., Krone R.B.* Estuarial sediment transport patterns // Journ. of Hydraulic Division, Proc. Amer. Soc. Civil Engers. 1961. 87. № 2. Part 1. P. 51–59.
228. *Eisma D.* Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries // Netherl. Journ. of Sea Research. 1986. 20. № 2–3. P. 183–199.
229. *Eisma D.* Flocculation of suspended matter in coastal waters // Mitt. Geol. – Paleontol. Inst. Univ. Hamburg. 1987. № 62. P. 259–268
230. *Eisma D.* Transport and deposition of suspended matter in estuaries and the nearshore sea // Phys. and Chem. Weather. Geochem. Cycl.: Proc. NATO Adv. Study Inst. 1988. P. 273–298.
231. *Elliot T.* The variability of modern deltas // Sci. Prog. 1977. 64. № 254. P. 215–227.
232. Estuaries. Washington: Amer. Ass. Advanc. Scie. Publ. 1967. № 83. 757 p.
233. Estuaries and enclosed seas // Ecosystems of the world. 1983. 26.
234. Estuarine comparisons. New York: Academic Press. 1982. 709 p.
235. Estuarine interractions. New York: Academic Press. 1978. 603 p.
236. Estuarine physics and chemistry: studies in Long Island Sound // Advances in Geophysics.

1980. 22. 424 p.
237. Estuarine variability. New York: Academic Press. 1986. 509 p.
238. *Festa J.F., Hansen D.V.* Turbidity maxima in partially mixed estuaries: a two-dimensional numerical model // Estuarine and Coastal Marine Science. 1978. 7. N.Y. P. 347–359.
239. *Fischer H.B.* Mass transport mechanisms in partially stratified estuaries // Journ. Fluid Mechanics. 1972. 53. Part 4. P. 671–687.
240. *Gac J.-Y., Carn M., Soas J.-L.* L'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal // Rev. Hydrobiol. trop. 1986. № 19(2). P. 93–108.
241. *Gibbs R.J., Tshudy D.M., Konwar L., Martin J.M.* Coagulation and transport of sediments in the Gironde estuary // Sedimentology. 1989. 36. № 6. P. 987–999.
242. *Gilbert G.K.* The topographic features of lake shores // U.S. Geol. Survey 5-th Ann. Rept. 1885. P. 104–108.
243. *Glenne B.* Classification system for estuaries. Journ. of the waterways and harbour division, Proc. Am. Soc. Civil Engnrs. 1967. WW 1. P. 55–61.
244. *Grubert J.R.* Interfacial mixing in estiaries and fiords // J. Hydraul. Engrs. 1990. 116. № 2. P. 176–195.
245. *Gulliver F.P.* Shoreline topography // Proc. Amer. Acad. Arts. Sci. 1899. 34. P. 151–258.
246. *Hansen D.V., Rattray M.* New dimensions in estuary classification // Limnol. and oceanogr. 1966. 11. № 3. P. 319–326.
247. *Hinwood J.B.* Estuarine salt wedges // Dock and Harbour Authority. 1964. № 45. P. 79–83.
248. *Hinwood J.B., Wallis I.G.* Classification of models of tidal waters // Journ. of the Hydraul. Div. Amer. Soc. Civ. Engrs. 1975. 101. № 10. P. 1315–1331.
249. *Huang Jinsen.* Changes in the deltas of the major rivers of China in historical periods // Evol. East. Asian. Environ. Vol. 1. Geol. and Paleoclimatol. Proc. Int. Cont., Hong Kong. 7-12 Jan., 1983. Hong Kong. 1984. P. 320–338.
250. Hydrology of deltas // Proceedings of the Bucharest symposium, May 1969. Paris: Unesco. 1970. 1. 238 p. 2. 491 p.
251. *James E.J.* Circulation, mixing and pollution distribution in estuaries – a review // Journ. Inst. Eng. / India /: Environ. Eng. Div. 1982. 63. № 1. P. 4–9.
252. *Jing Zhang, Wei Wen Huang, Mao Chong Shi.* Huanghe (Yellow River) and its estuary: sediment origin, transport and deposition // Journ. of hydrology. 1990. 120. № 1–4. P. 203–223.
253. *Johnson D.W.* Shore processes and shoreline development. – New York; Wiley. 1919. 584 p.
254. *Kearney M.S., Ward L.G.* Accretion rates in brackish marshes of a Chesapeake Bay estuarine tributary // Geo-Marine Letters. 1986. 6. № 1. P. 41–49.
255. *Kenyon P.M., Turcotte D.L.* Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. 96. № 11. P. 1457–1465.
256. *Ketchum B.H.* The exchange of fresh and salt waters in tidal estuaries // Journ. of Marine Research. 1951. 10. № 1. P. 18–38.
257. *Ketchum B.H.* Estuarine characteristics // Estuaries and enclosed seas. Amsterdam e.a. 1983. P. 1–14.
258. *Kolb C.R. and Van Lopic J.R.* Depositional environments of the Mississippi River deltaic plain – southeastern Louisiana // Deltas and their geologic framework. Houston Geol. Soc. 1966. P. 17–61.
259. *Komar P.D. and Inman D.L.* Longshore sand transport on beaches // Journ. Geophys. Res. 1970. 75. № 30. P. 5914–5927.
260. *Kostaschuk R.A., Atwood L.A.* River discharge and tidal controls on salt-wedge position and implications for channel shoaling: Fraser River, British Columbia // Can. J. Civ. Engrs. 1990. 17. № 3. P. 452–459.
261. *Larras J.* Embouchures, estuaires, lagunes et deltas. Paris. 1964. 117 p.
262. *Laursen E.M.* The application of sediment-transport mechamics to stable-channel design // Journ. Hydr. Div. Proc. Amer. Soc. Civil. Engrs. 1956. 82. № HY4, paper 1034. P. 1–11.

263. *LeBlanc R.J.* Significand studies of modern and ancient deltaic sediments // Deltas models for exploration. Houston geological Society. 1975. P. 13–85.
264. *Mackay J.R.* The Mackenzie delta area, N.W.T. Ottawa. 1963. 202 p.
265. *Mallik T.K.* Distribution patterns of heavy minerals from the northern part of the Godovari delta off Kakinada // Indian Journ. of marine Sciences. 1981. – 10. P. 51–56.
266. *Masch F.D., Shankar N.J.* Mathematical simulation of two-dimensional horizontal convective – dispersion in well-mixed estuaries // 13-th Congr. Internat. Assoc. Hydraul. Res., Kyoto, 1969. Proc. vol. 3. Kyoto. 1969. P. 293–301.
267. *Mehmetcik B.* Resistance to reversing flows over movable bed // Journ. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civil Engrs. 1969. 95. № 4. P. 1109–1127.
268. *Mikhailov V.N.* Hydrology and formation of river-mouth bars // Scientific problems of the humid tropical zone deltas and their implications. Proceedings of the Dacca symosium. Paris: Unesco. 1966. P. 59–64.
269. *Mikhailov V.N.* Hydrologic-morphometric characteristics of delta branches // Hydrology of deltas. Proceedings of the Bucharest symposium, May 1969. Paris: Unesco. 1970. 1. P. 146–158.
270. *Nagvi S.N.* The meteorological problems of the deltaic flood plains of East Pakistan // Scientific problems of the humid tropical zone deltas and their implications Proc. of the Dacca Symposium. Paris: UNESCO. 1966. P. 123–133.
271. New Webster's dictionary of the English Language. Delhi: Surjeet Publ. 1988. 1824 p.
272. *Officer Ch. B.* Physical oceanography of estuaries (and associated coastal waters). New York: A Wiley-Interscience Publ., 1976. 465 p.
273. *Officer Ch.B.* Physics of estuarine circulation // Estuaries and enclosed Seas. - Amsterdam e a. 1983. P. 15–41.
274. *Overland J.E.* A review of estuarine modeling //Inst. Environ. Sci. Proc. 18th Ann. Techn Meat., Environ. Progr. Sci. and Educ. New York. 1972. S. 1. P. 178–185.
275. *Pagés J., Citeau J.* Rainfall and salinity of a sahelian estuary between 1927 and 1987 // Journ. of Hydrology. 1990. 113. № 1–4. P. 325–341.
276. *Pagés J., Debenay J.-P.* Évolution saisonniere de la salinité de la Casamance // Rev. Hydrobiol. trop. 1987. № 20 (3–4). P. 203–217.
277. *Pagés J., Debenay J.-D., Lebrusq J.-Y.* L'environmental estuarien de la Casamance // Rev. Hydrobiol. trop. 1987. № 20 (3–4). P. 191–202.
278. *Penland Sh., Ramsey K.E.* Relative sea-level rise in Louisiana and Gulf of Mexico: 1908–1988 // Journ. Coastal Res. 1990. 6. № 2. P. 323–342.
279. *Petrescu I.G.* Delta Dunării. Geneză şi evoluţie. Bucureşti: Editura Ştiinţifică. 1957. 234 p.
280. *Preddy W.S.* The mixing and movement of water in the estuary of the Mhames // Journ. of Marine Biology of the United Kingdom. 1954. 33. P. 645–662
281. *Pritchard D.W.* Estuarine circulation patterns // Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. 1955. 81. Sep. 717. P. 1–11.
282. *Pritchard D.W.* Observation of circulation in coastal plain estuaries // Estuaries. Washington: Amer. Ass. Advanc. Scie. Publ. 1967. № 83. P. 37–44.
283. *Pritchard D.W.* What is an estuary: physical viewpoint // Estuaries. Washington: Amer. Ass. Advanc. Scie. Publ. 1967. № 83. P. 3–5.
284. *Ren Yucan, Dong Wan.* The evolution and sedimentation of the modern Huanghe river mouth // Хайян дичжи юй дисыцзи дичжи, Mar. Geol. and Quatern Geol. 1987. 7. P. 47–56.
285. *Rochford D.J.* Studies in australian estuarine hydrology. I.Introductory and comparative features // Austr. Journ. Mar. Freshwater Res. 1951. № 2. (1). 116 p.
286. *Sakamoto W.* Study on the process of river suspension from flocculation to accumulation in estuary // Bull. Ocean. Res. Inst., Univ. of Tokyo. 1972. № 5. 49 p.
287. *Salomons W., Schwedhelm E., Schoer J., Knauth H.* Natural tracers to determine the origin of sediments and suspended matter from the Elbe estuary // Water Sci. and Technol. 1988. 20. № 6–7. P. 87–109.

288. *Savenije H.H.G.* A one-dimensional model for salinity intrusion in alluvial estuaries // Journ. of Hydrology. 1986. 85. № 1–2. P. 87–109.
289. *Savenije H.H.G.* Influence of rain and evaporation on salt intrusion in estuaries // Journ. Hydraul. Eng. 1988. 114. № 12. P. 1509–1524.
290. *Schoer J.H.* Determination of the origin of suspended matter and sediments in the Elbe estuary using natural tracers // Estuaries.1990. 13. № 2. P. 161–172.
291. Scientific problems of the humid tropical zone deltas and their implications // Proceedings of the Dacca symposium. Paris: UNESCO. 1966. 422 p.
292. *Scruton P.C.* Oceanography of Mississippi delta sedimentary environments // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1956. 40. № 12. P. 2864–2952.
293. *Scruton P.C.* Delta building and the deltaic sequence // Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1960. № 1. P. 82–102.
294. *Shen Huan-ting, Zhu Hui-fang and Mao Zhi-Chang.* Curculation of the Chang Jiang estuary and its effect on the transport of suspended sediment // Estuarine comparisons. – New York: Academic Press. 1982. P. 667–691.
295. *Shi Changging, Dong Yueliang, Han Shuhua.* Problems on the formation of the Huanghe (Yellow) river delta // Дичжи луньцин, Geol. Rev. 1985. 31. № 6. P. 539–547.
296. *Slijf J.B., Shonfeld J.C.* Theoretical consideration on the motion of salt and fresh water // Proc. Minnesota Intern. Hydr. Conv., IAHR, Minneapolis, Minn. 1953. P. 321–333.
297. *Silvester R., LaCruz C.* Pattern forming processes in deltas // Journ. Waterways and Harbour Div. Amer. Soc. Civil. Engrs. 1970. 96. № 2. P. 201–207.
298. *Simmons H.B.* Some effects of upland discharge on esturarine hydraulics // Proc. Amer. Soc. Civil Engrs. 1955. 81. Sep. paper 792. P. 1–20.
299. *Stommel H., Farmer H.G.* Abrupt change in width in two-layer open channel flow // Journ. Marine Res. 1952. № 11. P. 205–214.
300. *Stommel H., Farmer H.G.* Control of salinity in an estuary by a transition // Journ. Marine Res. 1953. № 12. P. 13–20.
301. *Thatcher M.L., Harleman D.R.F.* A mathematical model for the prediction of unsteady salinity intrusion in estuaries // MIT. Ralph M. Parsons Lab. Water Resour. and Hydrodyn. Rept. 1972. № 144. 235 p.
302. *Vasiliev O.F., Dumnov S.V.* A two-dimensional mathematical model for salt water intrusion in an estuary // Proc. XX IAHR Congr. Moscow. 1983. 2. P. 10–19.
303. *Volker A.* Surface hydrology of deltaic areas // Scientific problems of the humid tropical zone deltas and their implications. Proceedings of the Dacca symposium. – Paris: UNESCO. 1966. P. 143–150.
304. *Volker A.* Tentative classification and comparison with deltas of other climatic regions. // Scientific Problems of the hymid tropical zone deltas and their implications. Proceedings of the Dacca symposium. – Paris: UNESCO. - 1966. – P. 399–408.
305. *Wolanski E.* An evaporation – driven salinity maximum zone in australian tropical estuaries // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1986. № 22. P. 415–424.
306. *Wood T.* A modification of existing simple segmented tidal prism models of mixing in estuaries // Estuarine and Coastal Marine Science. 1979. 8. № 4. P. 339–347.
307. *Wright L.D.* Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis // Bull. Geol. Soc. America. 1977. 88. № 6. P. 857–868.
308. *Wright L.D.* River deltas // Coastal sedimentary environments. New York, Heidelburg, Berlin. 1978. P. 5–68.
309. *Wright L.D., Coleman J.M.* Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean waves and river discharge regimes // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1973. 57. № 3. P. 370–398.
310. *Wright L.D., Coleman J.M.* Mississippi river mouth processess: effluent dynamics and morphologic development // Geology. 1974. 82. P. 751–778.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

ГЛАВА 1. УСТЬЕВЫЕ ОБЛАСТИ РЕК КАК СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ 8

1.1. Устье реки, устьевая область реки, устьевые процессы 8
1.2. Классификация устьевых областей рек 17
1.3. Районирование устьевых областей рек 46
1.4. Гидрографическая сеть и водные объекты устьевой области реки 57
1.5. Факторы, определяющие устьевые процессы 62
1.6. Изменчивость устьевых процессов и определяющих их факторов 66
1.7. Устьевая область реки как природная система 67

ГЛАВА 2. ДИНАМИКА ВОД В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК 69

2.1. Динамическое взаимодействие вод реки и приемного водоема 69
2.2. Смешение речных и морских вод в устьях рек 94
2.3. Растекание вод по пространству дельты и ее водный баланс 108
2.4. Морские течения и волнение на устьевом взморье 117

ГЛАВА 3. ДИНАМИКА НАНОСОВ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК 120

3.1. Основные особенности динамики наносов в устьевых областях рек 120
3.2. Динамика наносов на устьевом участке реки 126
3.3. Динамика наносов на устьевом взморье 127
3.4. Распределение наносов по пространству дельты и баланс наносов в устье реки 132

ГЛАВА 4. ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ (МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ) ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК 136

4.1. Основные причины эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек и подходы к их изучению 136
4.2. Русловые процессы на устьевом участке реки 138
4.3. Отложение наносов на устьевом взморье и формирование устьевого конуса выноса 143
4.4. Формирование дельты и ее гидрографической сети 150

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 160
ЛИТЕРАТУРА 162

CONTENTS

INTRODUCTION 3

CHAPTER 1. RIVER MOUTH AREAS AS SPECIFIC GEOGRAPHICAL OBJECTS 8

1.1. River mouth, river mouth area, mouth processes 8
1.2. Classification of river mouth areas 17
1.3. Division into districts of river mouth areas 46
1.4. Hydrographic network and water objects of river mouth area 57
1.5. Factors determining mouth processes 62
1.6. Changeability of mouth processes and determining factors 66
1.7. River mouth area as natural system 67

CHAPTER 2. WATER DYNAMICS IN RIVER MOUTH AREAS 69

2.1. Dynamic interaction of river and receiving basin waters 69
2.2. Mixing of river and sea waters at river mouths 94
2.3. Distribution of waters within delta 108
2.4. Marine currents and waves at mouth nearshore 117

CHAPTER 3. SEDIMENT DYNAMICS IN RIVER MOUTH AREAS 120

3.1. Principal peculiarities of sediment dynamics in river mouth areas 120
3.2. Sediment dynamics in river part of mouth 126
3.3. Sediment dynamics at mouth nearshore 127
3.4. Distribution of sediment within delta 132

CHAPTER 4. EROSION-ACCUMULATIVE (MORPHOLOGICAL) PROCESSES IN RIVER MOUTH AREAS 136

4.1. Main reasons of erosion-accumulative processes at river mouths and approaches to their investigation 136
4.2. Channel processes in river part of mouth 138
4.3. Sedimenation at mouth nearshore and formation of mouth fan 143
4.4. Formation of delta and its hydrological network 150

CONCLUSION 160
REFERENCES 162

Научное издание

В.Н.МИХАЙЛОВ

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЯХ РЕК

Художник О.В. Кураленко

Подписано к печати 15.06.97
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1, 90 г/м^2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Уч.-изд. л. 18,6.
Тираж 400 экз.
Тип. зак. №260с, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 231-04-43