

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 556.54

ПРОЦЕССЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ МОРСКИХ ВОД В УСТЬЯ РЕК¹

© 2013 г. М. В. Михайлова

Институт водных проблем РАН

119333 Москва, ул. Губкина, 3

E-mail: mv.mikhailova@gmail.com

Поступила в редакцию 27.08.2012 г.

Рассмотрены типы, факторы и экологические и экономические последствия опасного гидрологического явления – проникновения морских соленых или солоноватых вод в устья рек. Описаны основные теоретические и эмпирические подходы при изучении этого явления. Обобщен опыт его изучения в России и других странах. В качестве примеров рассмотрены процессы проникновения морских вод в устья рек разных типов по величине приливов.

Ключевые слова: устье реки, дельта, эстуарий, море, интрузия морских вод, прилив

DOI: 10.7868/S0321059613050052

Для устьев рек, где взаимодействуют две различные водные экосистемы – речная (пресноводная) и морская (с соленой или солоноватой водой), характерно особое гидрологическое явление – проникновение (интрузия) морских вод.

Известно, что такое явление оказывает крайне неблагоприятное влияние как на экологические условия устьевых объектов, так и на хозяйство этих районов. Проникновение в устья рек морских вод приводит к осолонению поверхностных и подземных вод, а также почв, воздействует на пресноводную биоту, нарушая условия существования растительного покрова и животных, не приспособленных к соленой или солоноватой воде. Проникновение морских вод в водотоки и водоемы в устьях рек нередко приводит к попаданию осолоненных вод в водозаборы, что может нарушить работу тепловых электростанций, промышленных предприятий, коммунальных служб (включая обеспечение населения питьевой водой). Клинь осолоненных вод в придонном слое в устье реки может стать препятствием для перемещения наносов, что неизбежно приводит к заилению судоходных каналов, портовых бассейнов и доков, к накоплению в донных отложениях загрязняющих веществ.

Для предотвращения негативного воздействия проникновения морских вод в устья рек применяются различные технические меры, например

полное перекрытие некоторых рукавов (как в дельте Нила), строительство специальных защитных сооружений (как в дельте Рейна и Мааса), создание водохранилищ с пресной водой, попуски которой используются для борьбы с осолонением (как в низовьях р. Сан-Хоакин в Калифорнии) и др.

Во второй половине XX в. негативное воздействие проникновения морских вод в устья рек на растущее население и экономику устьевых районов и находящихся здесь крупных промышленных и портовых центров заметно усилилось под влиянием как естественных, так и антропогенных факторов.

В современных условиях устья рек (дельты, эстуарии, лагуны, лиманы) становятся одними из самых уязвимых географических объектов на Земле: воздействие и наводнений, и морского волнения, и проникновения морских вод делается все сильнее и опаснее. Борьба с этими негативными явлениями становится одной из приоритетных гидротехнических, мелиоративных и природоохранных задач для устьевых районов. Их решение сдерживается недостаточной изученностью устьевых процессов вообще и процессов проникновения морских вод в устья рек в частности. К сожалению, посвященных этой проблеме работ в отечественной научной литературе мало. Ощущается и недостаток данных натуральных наблюдений за этим явлением. В последние десятилетия в зарубежной научной литературе (в основном американской, английской и голландской)

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 10-05-00061).

было опубликовано большое количество работ, посвященных рассматриваемой проблеме. Поэтому обзор современного ее состояния становится очень актуальным.

В настоящей статье автор ставит задачу представить такой обзор и рассмотреть основные теоретические и эмпирические подходы при изучении опасного гидрологического явления – проникновения морских вод в устья рек, охарактеризовать естественные и антропогенные факторы, влияющие на эти процессы, дать типизацию процессов проникновения морских вод в устья рек. На примере конкретных устьев рек с разным типом проникновения морских вод будут проиллюстрированы теоретические и эмпирические подходы к исследованию этих процессов. В качестве примеров автором выбраны речные устья, по которым им лично обработаны данные наблюдений и проанализированы процессы проникновения морских вод [8–13]. В статье применен гидролого-географический подход к рассматриваемым процессам, позволяющий оценить особенности их проявления в разных условиях речного и морского гидрологического режима. Для рассмотрения некоторых аспектов строгих гидродинамических подходов к описанию рассматриваемого явления (в основном в условиях канала) можно обратиться к работам [1, 3, 22, 23, 36, 39].

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭМПИРИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ ПРОНИКНОВЕНИЯ МОРСКИХ ВОД В УСТЬЯ РЕК

Первые исследования процессов проникновения морских вод в устья рек проводились в эстуариях рек США, Англии и Нидерландов в 1950–1960-х гг. и преследовали цель изучить процессы смешения речных и морских вод в районах крупных городов и портов (Нью-Йорка, Балтимора, Вашингтона, Лондона, Амстердама, Роттердама и др.) в связи с разработкой мер борьбы с загрязнением водных объектов и заилинием судоходных каналов. В России подобные исследования были начаты значительно позже.

Полученные результаты упомянутых исследований можно разделить на две части: типизация процессов перемешивания и стратификации вод в устьях рек; расчет дальности проникновения морских вод в устья рек.

Типизация процессов вертикального перемешивания речных и морских вод. В работах Д. Притчарда [31–33], Б. Кетчама [27], Ч. Оффисера [29, 30], К. Дайера [18, 19], Д. Хансена и М. Раттри [23], М. Тэтчера и Д. Харлемана [1, 39] рассмотре-

ны типы вертикального перемешивания и стратификации вод в устьях рек в зоне проникновения (интрузии) в них морских вод и способы их определения.

Начиная с работ Д. Притчарда [31–33], выполненных в 1950–1960-х гг. в США, в зоне смешения речных и морских вод (в русле реки, рукаве дельты, эстуарии, лагуна, на устьевом взморье) выделяют три типа вертикального перемешивания и стратификации вод: I – полное (хорошее) перемешивание и слабая стратификация; II – частичное (умеренное) перемешивание и умеренная стратификация; III – слабое перемешивание и сильная стратификация, клин осолоненных вод. Соответственно этим типам вертикального перемешивания и стратификации вод изменяются и условия проникновения морских вод в устья рек.

Для формального выделения этих типов используют два параметра: параметр стратификации n и приливный параметр α .

Параметр стратификации n стал широко использоваться после публикации работ [23, 29]. Этот параметр представляют в виде

$$n = \frac{\Delta S}{S_{\text{cp}}} = \frac{S_{\text{дно}} - S_{\text{пов}}}{0.5(S_{\text{дно}} + S_{\text{пов}})}, \quad (1)$$

где ΔS – вертикальный градиент солености воды, S_{cp} – средняя по глубине соленость воды, $S_{\text{дно}}$ и $S_{\text{пов}}$ – соленость воды у дна и на поверхности соответственно. При $n < 0.1$ отмечается сильное перемешивание и слабая стратификация, при n от 0.1 до 1.0 – частичное перемешивание и умеренная стратификация, при n от 1.0 до 2.0 (величина n не может быть больше 2) – клин осолоненных вод и сильная стратификация (табл. 1).

Приливный параметр α характеризует соотношение между речным и морским воздействиями на режим устья реки. Этот параметр в литературе именуют либо числом Кантера-Кремерса [19, 22, 34], либо параметром Симмонса [22, 29, 37]. Приливный параметр равен

$$\alpha = \frac{W}{P_t} = \frac{Q_{\text{cp}}\tau}{P_t}, \quad (2)$$

где W – объем стока воды реки за приливный цикл, равный произведению среднего расхода воды Q_{cp} на период прилива τ ; P_t – объем приливной призмы. Величину P_t обычно определяют по простой формуле: $P_t = \Delta H_{\text{пр}} F_y$, где $\Delta H_{\text{пр}}$ – средняя величина прилива в пределах устьевого объекта, площадь которого равна F_y . Устьевым объектом может быть эстуарий, лагуна, эстуарное расширение рукава дельты.

Таблица 1. Количественные критерии различных типов вертикального перемешивания, стратификации и проникновения осолоненных вод в устья рек, по [22] с сокращениями и добавлениями

Тип проникновения осолоненных вод	Характер вертикального перемешивания	Характер стратификации	n	α	Fr_p	E	E_p	Ri_L
I	Полное (хорошее)	Слабая	0–0.1	0–0.1	>0.71	>0.2	>8.0	<2
II	Частичное (умеренное)	Умеренная	0.1–1.0	0.1–1.0	0.71–0.22	$0.2–5 \times 10^{-3}$	8.0–0.2	2–20
III	Слабое	Сильная (клин осолоненных вод)	1.0–2.0	>1.0	<0.22	$<5 \times 10^{-3}$	<0.2	>20

Установлено [22, 29], что при $\alpha < 0.1$ в режиме устьевое объекта преобладает морское воздействие и происходит полное перемешивание вод по глубине, при α от 0.1 до 1.0 для объекта характерно умеренное перемешивание вод, при $\alpha > 1.0$ в устье формируется клин осолоненных вод (табл. 1).

Кроме того, для определения типа вертикального перемешивания и характера стратификации вод в устье водотока применяют так называемые стратификационно-циркуляционные диаграммы Хансена–Раттри [23, 29] и многочисленные гидрофизические критерии, обзор которых приведен в [4, 22].

К таким критериям относится прежде всего плотностное число Фруда (densimetric Froude number), широко применяемое в гидромеханике стратифицированных потоков:

$$Fr_p = V / \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_{cp}} gh}, \quad (3)$$

где V – средняя скорость течения речного потока, $\Delta\rho$ – разность плотностей морской ρ_m и речной ρ_p воды, $\rho_{cp} = 0.5(\rho_m + \rho_p)$, h – глубина потока. Плотностное число Фруда при анализе процессов проникновения соленых вод в водные потоки Кейлган, Шийф и Шонфельд, Тэтчер, Харлеман, Дайер [1, 18, 22, 36, 39] и др. стали применять еще в 1950–1970-е гг.

Другими критериями служат: эстуарное число (estuary number), предложенное Д. Харлеманом и Дж. Абрахамом в 1966 г.: $E = Fr^2/\alpha$, где Fr – обычное число Фруда, $Fr = V_0/\sqrt{gh}$ (здесь V_0 – осредненная по сечению в устьевом створе максимальная скорость течения в приливную фазу), α – уже упомянутый приливный параметр; внутреннее эстуарное число (internal estuary number), предложенное М. Тэтчером и Д. Харлеманом

[39]: $E_p = \frac{Fr_p^2}{\alpha} = \frac{E}{\Delta\rho/\rho_{cp}}$; эстуарное число Ричардсона

(Richardson's estuary number) Ri_E , предложенное Х. Фишером в 1972 г.; слоевое число Ричардсона (layer Richardson number), предложенное К. Дайером и А. Нью [20]: $Ri_L = gh\Delta\rho/V^2\rho_{cp}$ (заметим, что $Ri_L = Fr_p^{-2}$).

Рассмотренные геофизические критерии представляют собой различные модификации чисел Фруда и Ричардсона с учетом приливного параметра α . Количественные выражения этих критериев для разных типов перемешивания и стратификации вод, приведенные авторами критериев в своих работах, обобщены в Руководстве ЮНЕСКО [22]. Некоторые из них автором настоящей статьи приведены в табл. 1, при этом диапазоны Fr_p вычислены на основе данных критерия [20] по формуле $Fr_p = Ri_L^{-0.5}$.

Расчет дальности проникновения морских вод в устья рек. Продольное распределение вод с разной соленостью и дальность распространения морских вод в устья рек определяют по-разному в зависимости от типа вертикального перемешивания и стратификации вод.

Для случаев полного и частичного перемешивания (слабой и умеренной стратификации вод, типы I и II), как правило, используют одномерное уравнение баланса солей (уравнение диффузии–адвекции) [1]. Его интегрирование для стационарных условий (при средних характеристиках прилива или в моменты смены отливных течений на приливные и приливных на отливные) приводит к выражению

$$\frac{dS}{dx} = -\frac{Q_p}{\omega D} S, \quad (4)$$

где Q_p – расход речных вод, ω – средняя площадь поперечного сечения русла, S – средняя по сечению соленость воды, D – коэффициент продольной дисперсии.

При условии $D = \text{const}$ новое интегрирование уравнения (4) даст формулу для продольного распределения S в зоне проникновения осолоненных вод в русло

$$S_x = S_m \exp(-Qx/BhD), \quad (5)$$

где S_m – соленость морской воды, S_x – соленость воды на расстоянии x от моря, B и h – ширина и глубина русла. Пока гидромеханика не дает надежного и теоретически обоснованного способа расчета D . Применяют следующие способы расчета D : принимают D постоянным, обратно зависящим от расстояния от моря, зависящим от скорости течения и т.д. Единственным надежным способом определения величины D служит проведение хотя бы эпизодических измерений солености воды в нескольких пунктах вдоль зоны смещения и расчет D по продольному градиенту солености воды.

Логарифмирование экспоненциальной зависимости (5) дает дальность проникновения морских вод в реку, рукав дельты, эстуарий:

$$L_S = \ln(S_m/S_p)(BhD/Q), \quad (6)$$

где S_p – соленость речной воды.

Формулы (5) и (6) свидетельствуют о том, что дальность проникновения морских вод в устье реки L_S тем больше, чем больше коэффициент дисперсии D и площадь поперечного сечения ω русла и меньше расход воды Q в водотоке.

В случае слабого перемешивания и сильной стратификации вод в зоне проникновения морских вод по типу клина осолоненных вод (III) уравнение диффузии–адвекции применить нельзя. В этом случае применяют упомянутые выше гидрофизические критерии, в частности плотностное число Фруда по формуле (3). Проникновение морских вод в русло реки или рукава дельты возможно лишь при $Fr_p < 1$. Отсюда, принимая в (3) $Fr_p = 1$, можно рассчитать критический расход воды водотока $Q_{кр}$, при котором начинается проникновение морских вод:

$$Q_{кр} = Bh^{3/2} \sqrt{g\Delta\rho/\rho_{ср}}. \quad (7)$$

Дж. Шийф и Дж. Шонфельд в 1953 г. [36] и Дж. Кейлеган в 1954 г. [1] первыми установили обратную связь длины клина осолоненных вод L_S с Fr_p . Формула Кейлегана имела вид $L_S/h = kFr_p^{-5/2}$, где h – глубина русла. Эта формула была получена по результатам опытов в лотке.

В последние годы в некоторых зарубежных работах рассматривались и другие способы оценки L_S , например с применением разных видов числа

Ричардсона. Для приливных устьев рек для расчета L_S в ряде работ стали учитывать, помимо Fr_p , приливный параметр α . Обзор таких работ дан в [34]. Оказалось, что L_S обратна не только Fr_p , но и α . Так, Б. Риггер в 1973 г. предложил зависимость $L_S/h \sim Fr_p^{-0.5} \alpha^{-1} f^{-1}$, где f – коэффициент трения, равный g/C^2 (здесь C – коэффициент Шези). Х. Фишер в 1974 г. предложил сходное выражение $L_S/h \sim Fr_p^{-0.35} \alpha^{-0.25} f^{-0.62}$, А. Ван Оз и Дж. Абрахам в 1990 г. – $L_S/h \sim Fr_p^{-0.5} \alpha^{-1} f^{-1}$. Все эти формулы свидетельствуют о том, что L_S тем больше, чем больше глубина русла и меньше плотностное число Fr_p и приливный параметр α , т.е. чем сильнее воздействие приливов. Влияние приливов на длину клина осолоненных вод рассмотрел также В.Н. Зырянов [3].

На основе уравнения Кейлегана и схожих по структуре зависимостей при исследовании конкретных устьевых объектов стали применять эмпирические формулы вида

$$L_S/h \sim kFr_p^{-m}, \quad (8)$$

где m изменяется в пределах 0.6–1.25 [22]. Например, для расчета длины клина осолоненных вод в неприливных устьях Дуная и Яны [15] получена общая для этих объектов зависимость

$$L_S/h = 515 Fr_p^{-1.244}. \quad (9)$$

Во многих случаях применялся более простой эмпирический подход при исследовании процесса проникновения морских вод в рукава дельт. Вне зависимости от типа перемешивания и стратификации вод по данным измерений строилась обратная эмпирическая связь между L_S и Q для конкретного объекта вида

$$L_S = kQ^{-p}, \quad (10)$$

которая вытекает из приведенных выше уравнений. Иногда вместо полученной теоретически или эмпирически зависимости вида (10) используют обратные зависимости вида $L_S = k/(Q_{кр} - Q)^{-r}$ или $L_S/h = a(Q/Q_{кр})^{-s}$ [22]. Во всех таких эмпирических зависимостях Q – расход воды в реке (рукаве дельты), $Q_{кр}$ – критическое значение Q , при котором начинается проникновение морских вод в реку (рукав дельты). При смещении речных и морских вод по типам I и II такой расход можно определить лишь по данным наблюдений, а для типа III – также по формуле (7).

Зависимости вида (10) и им подобные – гиперболического типа: после уменьшения Q водотока ниже $Q_{кр}$ величина L_S увеличивается сначала очень медленно, а затем все быстрее и быстрее.

Например, для устья Яны [14] получена зависимость $L_S = 2310 Q^{-0.72}$, а для рукавов в дельте Дуная [2] $L_S = 0.13 \times 10^9 Q^{-2.97}$. Важно отметить, что реальная длина L_S в конкретном устье реки часто ограничена мелководным перекатом. Так, в дельте Яны преградой для проникновения осолоненных морских вод служат перекаты Ближний и Забытый, находящиеся на расстоянии ~60 км от гребня устьевого бара главного судоходного рукава [14].

Полученные теоретическим или эмпирическим путем зависимости вида (10) могут быть использованы для расчета дальности проникновения морских вод в реки или рукава дельт при любых естественных или антропогенных изменениях Q .

ЕСТЕСТВЕННЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ПРОЦЕСС ПРОНИКНОВЕНИЯ МОРСКИХ ВОД В УСТЬЯ РЕК

Речной водный сток

Один из основных факторов, определяющих процессы проникновения морских вод в устье реки, — величина расхода воды реки Q . Уменьшение Q приводит к непропорционально большему увеличению солёности воды S в зоне проникновения морских вод и длины этой зоны L_S . Увеличение Q , наоборот, вызывает быстрое уменьшение S и L_S (вплоть до достижения $Q_{кр}$, когда L_S становится равным нулю).

Причинами изменений Q реки (рукава дельты) могут быть: 1) естественные многолетние и сезонные колебания водного стока реки; 2) естественное перераспределение стока между рукавами дельты; 3) изменение режима стока воды в результате зарегулирования реки водохранилищами (на характер проникновения морских вод может влиять регулирование стока любого вида — многолетнее, сезонное, недельное, суточное); 4) крупномасштабный водозабор из реки или рукава дельты. К увеличению в зоне проникновения морских вод солёности S и длины L_S ведут уменьшение стока в маловодные годы и сезоны, отмирание рукава дельты или потеря им своей активности, крупный водозабор из реки или рукава дельты, искусственное уменьшение стока воды в каком-либо рукаве и другие гидротехнические мероприятия, сопровождающиеся уменьшением Q .

Дноуглубительные и выправительные работы в руслах дельтовых водотоков

Такое воздействие противоречиво. С одной стороны, углубление русла рукава или его устье-

вого бара должно вести к перераспределению стока воды в углубленный рукав, увеличению его Q [4] и, соответственно, ослаблению процесса проникновения в него морских вод. С другой стороны, увеличение глубины русла резко увеличивает (согласно приведенным выше уравнениям) дальность проникновения морских вод, тем более, что показатель глубины h во многие формулы входит в степени >1 . Сильное воздействие на процесс проникновения морских вод в реки (рукава дельты) оказывает углубление устьевого бара. Такое мероприятие может вызвать или радикально усилить процесс проникновения морских вод, как произошло, например, в устьях рек Миссисипи, Дуная, Яны, Индигирки и многих других [2, 4, 14, 22].

Опыт автора в изучении устьев рек показывает, что искусственное увеличение глубины русла и устьевого бара оказывает на процесс проникновения морских вод более сильное влияние, чем сопутствующее углублению некоторое увеличение Q (это касается только дельт).

Эвстатическое повышение уровня моря (с учетом просадки грунта), приливы и штормовые нагоны

Эвстатическое повышение уровня моря на величину ΔH_M приводит к соответствующему увеличению глубины русла h в устье реки (рукаве дельты). Это, в свою очередь, ведет к активизации проникновения морских вод (физическая сущность этого процесса аналогична влиянию углубления русла).

Фактическое (наблюдаемое) в устьях рек повышение уровня моря во многих случаях оказывается больше эвстатического роста уровня для данного моря. Это обусловлено дополнительным влиянием просадки грунта вследствие уплотнения и обезвоживания молодых и рыхлых дельтовых или прибрежных отложений, а часто и откачки нефти, газа, пресных подземных вод. Поэтому реальная величина повышения уровня (так называемого относительного повышения уровня моря (ОПУМ)) во многих случаях оказывается довольно значительной [5] и достигает 1–5 см/год (для сравнения: современный эвстатический рост уровня Мирового океана составляет 3–5 мм/год [17]). В условиях современного глобального потепления климата и сопутствующего ускоряющегося повышения уровня океанов и связанных с ними морей, а также активизации хозяйственного использования природных ресурсов дельт — ОПУМ не только становится причиной затопления приморских частей дельт и их деградации, но и ведет к сильному осолонению их поверхностных и подземных вод. К сожалению, эти процессы еще ма-

до изучены, хотя уже сильно проявились в дельтах Миссисипи, Инда, Нигера, Чаупхраря.

Усилению процессов проникновения морских вод в реки и рукава дельт способствуют также приливы и штормовые нагоны. Как показали исследования [6, 9, 17], в последние десятилетия увеличились повторяемость и сила как тропических, так и внетропических циклонов, ураганов, тайфунов и сопутствующих им штормовых нагонов. Во время этих событий повышается уровень воды, течение в руслах нередко поворачивает в сторону реки, что вызывает сильное осолонение приморских частей рукавов дельт. Изучены эти процессы пока недостаточно. Аналогом воздействия штормовых нагонов на проникновение морских вод в реки и рукава дельт служит влияние на этот процесс приливов. Физическая сущность этого явления заключается в том, что в приливную фазу морские воды вместе с обратными течениями могут распространяться в реки на большие расстояния (например, в устьях Меконга, Миссисипи, Сенегала и др.). Максимальная дальность проникновения осолоненных вод L_S соответствует моменту смены течений с приливного на отливное (этот момент наступает несколько позже максимума приливного уровня — полной воды (ПВ)). В этот момент времени распределение S в зоне проникновения и ее величина L_S могут быть рассчитаны по формулам вида (5) и (6) для стационарных условий. Также важно учитывать, что коэффициент дисперсии D во время приливов (особенно в сизигию) заметно возрастает.

В последнее время при исследованиях режима устьев рек Эльбы и Темзы [6, 9] обнаружено некоторое возрастание величин приливов, обусловленное ростом глубины в результате эвстатического повышения уровня моря. Усиление приливов, в свою очередь, способствует проникновению морских вод в устья.

Подобным образом на процессы проникновения морских вод влияет и морское волнение, которое в условиях активизации циклонической деятельности и увеличения повторяемости штормов, ураганов и тайфунов воздействует на величину D и усиливает проникновение морских вод в реки и рукава дельт при приливах и штормовых нагонах.

Ниже в качестве примеров рассмотрены процессы проникновения осолоненных вод в устья конкретных рек, сгруппированные по величине приливов и по связанным с ней типам вертикального перемешивания и стратификации вод и по характеру проникновения (интрузии) морских вод. При этом учтено, что величина прилива в

устье реки $\Delta H_{пр}$ определяет характер вертикального перемешивания и стратификации вод.

Согласно Дэйвису (цитировано по [19, 34]), выделяют четыре типа устьев рек по величине приливов $\Delta H_{пр}$: микроприливные ($\Delta H_{пр}$ до 2 м), мезоприливные (2–4 м), макроприливные (4–6 м), гиперприливные (>6 м).

В качестве примеров автор избрал объекты, которые исследовались с его участием. Практически у всех рассмотренных ниже устьев рек проникновение в них морских вод было вызвано или усугублено дноуглубительными работами для целей судоходства. Однотипными оказались и негативные последствия интрузии морских вод в устьях рек: во-первых, эпизодическое проникновение осолоненных вод в водозаборы коммунальных служб, промышленных и сельскохозяйственных производств; во-вторых, заиление судоходных каналов и накопление в донных отложениях загрязняющих веществ.

НЕПРИЛИВНЫЕ И МИКРОПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ РЕК

Устье р. Роны

Устьевая область Роны состоит из дельты и приглубого устьевого взморья. В вершине дельты около г. Арль река делится на два основных рукава: левый — Большая Рона (Б. Рона) и правый — Малая Рона (М. Рона) (рис. 1а). Средняя величина прилива у г. Марселя составляет 21 см, максимальная величина в сизигию не превышает 30 см [12]. Поэтому устье Роны можно считать неприливым (у неприливых морей и устьев рек $\Delta H_{пр} < 0.3$ м).

Морские воды проникают в рукава дельты Роны по типу клина осолоненных вод: под верхним слоем пресной или опресненной воды расположен слой соленой или солоноватой воды, а между ними находится довольно резкая граница раздела, где плотность воды резко возрастает от 1000–1005 до 1020–1024 кг/м³. Глубина границы раздела увеличивается с удалением от устьевого створа вдоль рукавов дельты (рис. 2).

Форма клина осолоненных вод и дальность его распространения в рукава определялась по положению упомянутой границы раздела. Результаты наблюдений (рис. 2а, 2б) показали, что осолоненная вода при малых Q реки проникает в рукава Большая Рона и Малая Рона на расстояния до 30 и 15 км соответственно. В Б. Роне естественной преградой для распространения клина осолоненных вод служит пережат в районе г. Ма-Тибер в 30 км от устьевого створа. Аналогичную роль иг-

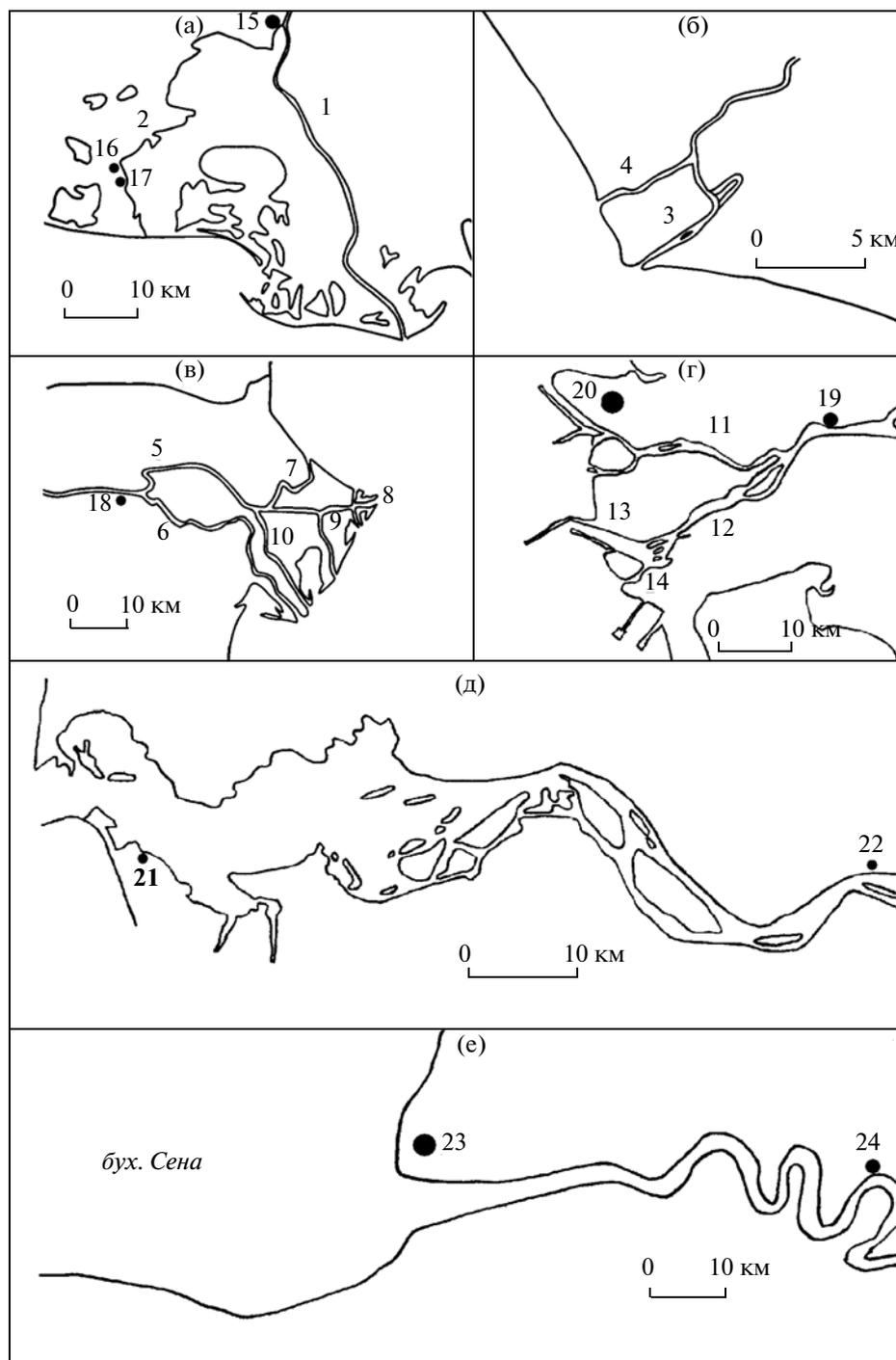


Рис. 1. Устьевые области Роны (а), Тибра (б), По (в), Фрейзера (г), Колумбии (д), Сены (е). Рукава Роны: 1 – Большая Рона, 2 – Малая Рона; рукава Тибра: 3 – Фьюмара-Гранде, 4 – Канале-де-Фьюмичино; рукава По: 5 – Большая По (По-ди-Гранде), 6 – Горо, 7 – Маистра, 8 – Пила, 9 – Толле, 10 – Ньюкка (Донзелла); рукава Фрейзера: 11 – Северный, 12 – Главный, 13 – Южный, 14 – проход Кану. Города и населенные пункты: 15 – Арль, 16 – Сильвераль, 17 – Пти-Аббэ, 18 – Серравалле, 19 – Нью-Уэстминстер, 20 – Ванкувер, 21 – Тенси, 22 – Бивер, 23 – Гавр, 24 – Руан.

рает пережат в Малой Роне между городами Сильвераль и Пти-Аббэ приблизительно в 15 км от устьевого створа.

Обработка данных съемок клина осолоненных вод в обоих рукавах дельты Роны [35] позволила установить влияние Q реки и ветра на дальность

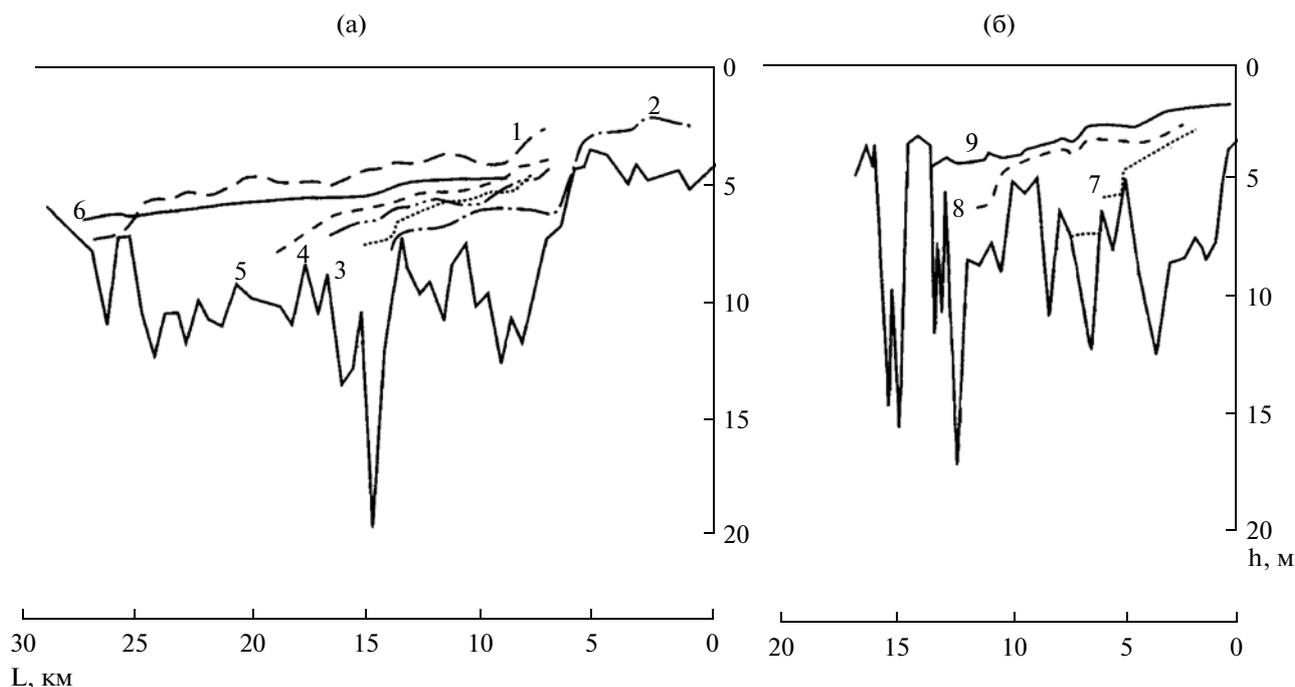


Рис. 2. Положение границы раздела пресных и осолоненных вод в рукавах Большая Рона (а) и Малая Рона (б) при разных расходах воды Q на г/п Бокэр, по [35]: 1 – 17 октября 1967 г., $600 \text{ м}^3/\text{с}$; 2 – 27 сентября 1971 г., $640 \text{ м}^3/\text{с}$; 3 – 4 октября 1971 г., $540 \text{ м}^3/\text{с}$; 4 – 5 октября 1971 г., $570 \text{ м}^3/\text{с}$; 5 – 9 октября 1971 г., $560 \text{ м}^3/\text{с}$; 6 – 4 ноября 1971 г., $520 \text{ м}^3/\text{с}$; 7 – 23 октября 1969 г., $900 \text{ м}^3/\text{с}$; 8 – 27 октября 1969 г., $640 \text{ м}^3/\text{с}$; 9 – 29 октября 1969 г., $690 \text{ м}^3/\text{с}$. L – расстояние от устьевое створа рукавов; h – глубина.

проникновения в дельту морских вод. Критические Q реки (на г/п Бокэр), при которых начинается проникновение морских вод в рукава Большая Рона и Малая Рона, составляют в среднем 1300 и $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ соответственно. С уменьшением Q дальность проникновения морских вод в рукава быстро увеличивается. Сильные южные ветры приводят к смещению вершины клина осолоненных вод вверх по течению, увеличивая его длину; сильные северные ветры ее сокращают. Приливы слабо влияют на длину клина, однако способствуют образованию внутренних волн на границе раздела пресных и осолоненных вод.

Устье р. Тибр

Устьевая область Тибра включает в себя большую дельту и приглубое устьевое взморье. В вершине дельты река делится на два рукава: Фьюмара-Гранде (более глубокий) и Канале-ди-Фьюмичино (рис. 16). В устье Тибра величина приливов не превышает 0.3 м [11], поэтому это устье также относится к неприливым.

Для оценки процесса проникновения морских вод в рукава дельты Тибра при участии автора настоящей статьи проведены специальные исследования [11]. Они показали, что морские очень со-

леные воды ($S = 32...34\%$) систематически проникают в рук. Фьюмара-Гранде. Для этого рукава в [11] рассчитано слоевое число Ричардсона Ri_L , которое оказалось равным 26.17 . Это свидетельствует о том, что морские воды проникают в устье Тибра по типу клина осолоненных вод (табл. 1).

Продольная структура клина соленых вод показана на (рис. 3). Длина клина составляет $\leq 8.8 \text{ км}$ (на этом расстоянии от моря находится перекарт, препятствующий распространению осолоненных вод выше по течению). В клине у дна обнаружены слабые обратные течения.

По [11], критический расход $Q_{кр}$, при котором соленые воды начинают проникать в устье Тибра, в рук. Фьюмара-Гранде равен $696 \text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует расходу воды всей реки – $870 \text{ м}^3/\text{с}$. Для расчета дальности проникновения морских вод в устье Тибра можно также применить зависимость (9), полученную для рукавов неприливых дельт Дуная и Яны. Результаты расчета приведены в табл. 2. При расходах воды Тибра $870-372 \text{ м}^3/\text{с}$ клин соленых вод по рук. Фьюмара-Гранде не доходит до вершины дельты. При расходе воды Тибра $303 \text{ м}^3/\text{с}$ вершина клина достигает перекарта на расстоянии 8.8 км от устьевое створа и дальней-

шее уменьшение стока воды на длину клина не влияет.

Устье р. По

Устьевая область р. По включает в себя дельту и приглубое устьевое взморье (прибрежную зону Адриатического моря). В вершине дельты у г. Серравалле (52 км от моря) По делится на два основных рукава (рис. 1в): левый – Большая По (Подди-Гранде) и правый – Горо. Большая По, в свою очередь, делится на рукава Маистра, Пила, Толле, Ньюкка (Донзелла). Величины приливов в Венеции составляют 0.80 м, в районе устья По – 60 см [28]. Поэтому устье реки можно считать микроприливным. Морские воды довольно часто проникают в рукава дельты По в основном по типу клина осолоненных вод. Интрузии морских вод в дельту способствуют уменьшение расходов воды реки в межень (особенно в период засухи), достаточно большие (~2 м) глубины в баровой ложбине, приливы, а главное – большая соленость морских вод.

Типичная картина проникновения морских вод на баровый участок рук. Пила представлена на рис. 4. По [8], параметр стратификации n в данном случае близок к 2, что отвечает условиям сильной вертикальной стратификации вод и проникновению вод в дельту по типу клина осолоненных вод (табл. 1).

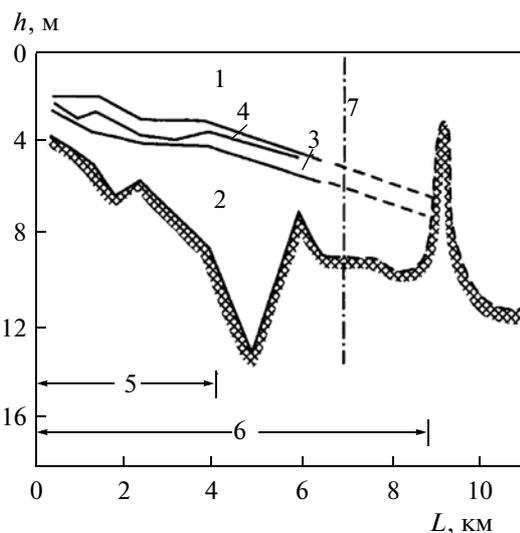


Рис. 3. Продольная структура зоны проникновения морских вод в дельту Тибра по рук. Фьюмара-Гранде 16–21.09.1976 г. 1 – опресненная (речная) вода, 2 – клин соленых (морских) вод, 3 – слой скачка солености воды, 4 – линия гидрофронта (максимальных вертикальных градиентов солености воды), 5 – длина зоны обратных течений в придонном слое; 6 – длина зоны осолоненных вод в придонном слое по наблюдениям, 7 – вершина дельты.

Максимальная длина клина осолоненных вод отмечается во время приливной фазы. В отлив клин обычно выталкивается речной водой в море.

Таблица 2. Результаты расчета дальности проникновения морских вод L_S в дельту Тибра по рук. Фьюмара-Гранде [11]

$Q, \text{ м}^3/\text{с}$		V в вершине клина, м/с	$Fr_p = \frac{V}{V_p}$	$L_S, \text{ км}$
Тибр	рук. Фьюмара-Гранде			
900	720	1.079	1.033	0.00
870*	696 ¹	1.044	1.000	0.00
800	640	0.960	0.920	2.63
700	560	0.840	0.805	3.10
600	480	0.720	0.690	3.76
500	400	0.600	0.575	4.71
400	320	0.480	0.461	6.20
372	298	0.447	0.428	6.80**
303	242	0.363	0.348	8.80***
300	240	0.360	0.346	8.80 (8.87)****
200	160	0.240	0.230	8.80 (14.74)****
150	120	0.180	0.172	8.80 (21.16)****
100	80	0.120	0.115	8.80 (34.92)****

* Критические расходы воды Тибра и рук. Фьюмара-Гранде.

** Клин соленых вод достиг вершины дельты.

*** Клин достиг переката.

**** Длина клина в дальнейшем остается постоянной, в скобках указана рассчитанная длина клина при отсутствии переката.

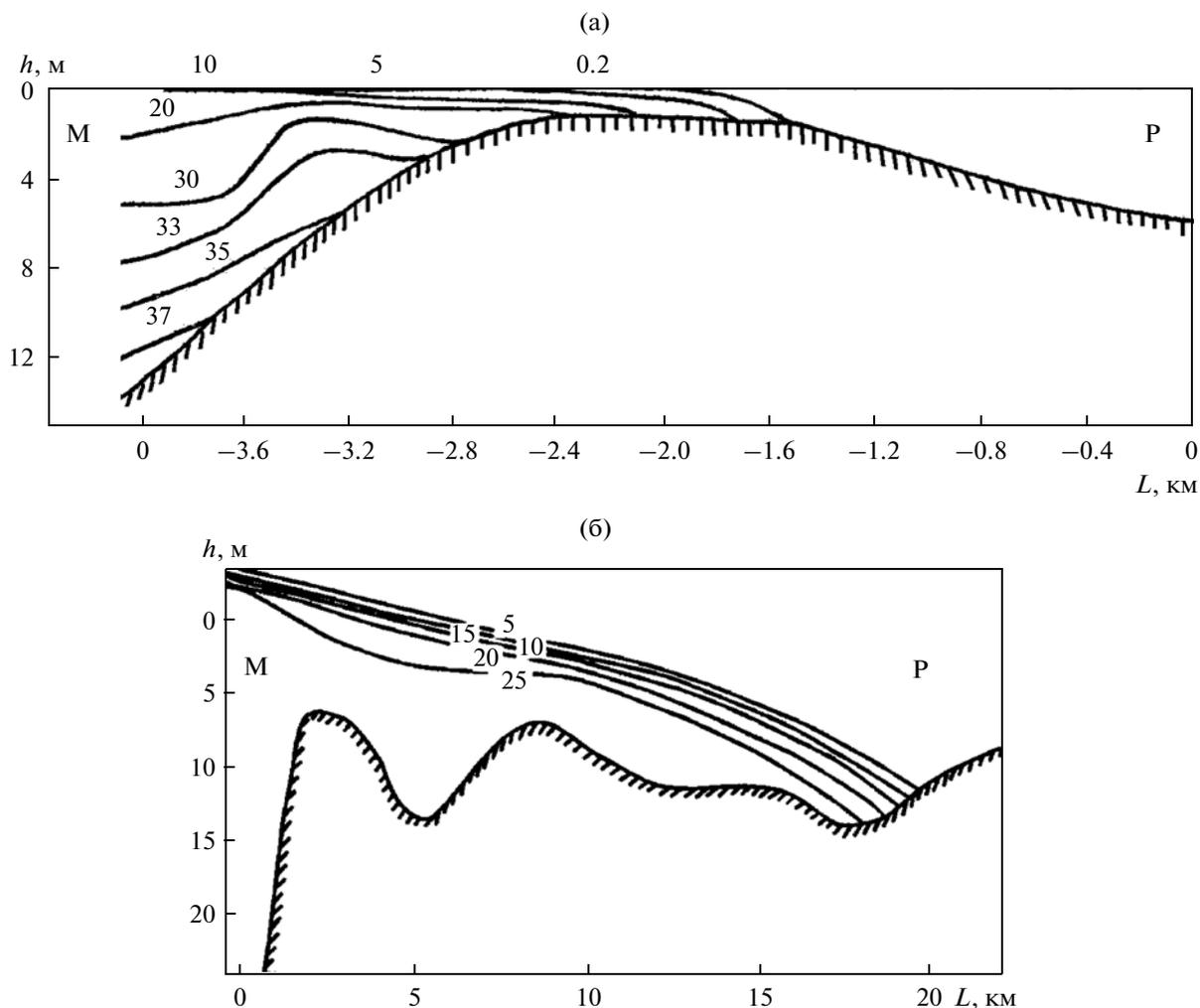


Рис. 4. Схемы клина осолоненных вод в рук. Пила в устье По в мае 1963 г. – по [28] (а) и в рук. Главный в устье Фрейзера в приливную фазу 7 декабря 1954 г. – по [38] (б). Числа у изолиний – соленость, ‰; h – глубина; L – расстояние от устьевых створа; М – морская вода; Р – речная вода.

Данные эпизодических наблюдений [28] позволяют приближенно оценить зависимость дальности проникновения морских вод в дельту L_S от расхода воды реки Q у г. Понтелагоскуро, фазы и величины прилива. Максимальная длина клина осолоненных вод в рук. Пила (8100 м) была зафиксирована во время прилива в период сильной засухи при $Q = 576 \text{ м}^3/\text{с}$. В отлив клин также оставался в пределах дельты. При Q , равном 855 и $934 \text{ м}^3/\text{с}$, длина клина в прилив составляла ~ 2550 м; в отлив вершина клина вытеснялась до гребня устьевых бара. При $Q = 1410 \text{ м}^3/\text{с}$ в прилив длина клина достигала 1850 м, а в отлив клин полностью вытеснялся в море. Отмечено также некоторое влияние величины прилива на дальность проникновения морских вод в реку. В фазу прилива с уменьшением Q величины L_S быстро возрастают, а критический расход воды, при котором

клин осолоненных вод во время прилива не проникает в дельту, составляет $\sim 2400 \text{ м}^3/\text{с}$.

Анализ данных наблюдений позволил обнаружить в устье По интересное и ранее не зафиксированное в других устьях явление – ускорение речного потока над клином осолоненных вод [8].

МЕЗОПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ РЕК

Устье р. Фрейзер

Устьевая область Фрейзера состоит из приливного устьевых участка реки, дельты и полузакрытого устьевых взморья (часть прол. Джорджия). В вершине дельты у г. Нью-Уэстминстер река разветвляется на два рукава: Северный (правый) и Главный (левый) (рис. 1г). Рук. Главный, в свою очередь, делится на рук. Южный и проход Кану. Устьевое взморье подвержено воздействию прили-

вов (их средняя величина — 3, в сизигию — 5, в квадратуру — 2 м) [7]. Эти величины приливов позволяют отнести устье Фрейзера к категории мезоприливных.

Причины интрузии морских вод в устье Фрейзера — полусуточные приливы и сезонные колебания водного стока реки. Исследования [38] показали, что в устье рек Южного приливные изменения солёности воды четко “привязаны” к приливному колебанию уровня. Максимальные величины солёности воды S (до 25‰ у дна) отмечаются в моменты смены течений с приливных на отливные, т.е. близко к полной воде (ПВ), а минимальные (до 1–5‰) — при смене отливных течений на приливные, т.е. близко к моменту наступления малой воды (МВ) (в англоязычной литературе — High Water Slack и Low Water Slack).

Сезонные изменения стока воды реки приводят к уменьшению S в многоводный период года и к увеличению — в межень. В зоне проникновения морских вод в дельту в большинстве случаев формируется хорошо выраженная вертикальная стратификация потока и смешение происходит по типу клина осолоненных вод [38, 40]. В этом случае формируются два слоя — верхний опресненный ($S < 5‰$) и нижний осолоненный ($S > 20‰$), разделенные слоем скачка солёности воды. Пример структуры клина осолоненных вод в рек. Главном и его продолжении — рек. Южном приведен на рис. 4б. Степень вертикальной стратификации существенно усиливается в приливную фазу, половодье, квадратуру и ослабевает в отливную фазу, межень, сизигию. Как в приливную, так и в отливную фазы параметр стратификации вод $n > 1$, что свидетельствует о том, что смешение речных и морских вод происходит по типу клина осолоненных вод. Вертикальные градиенты солёности воды в слое скачка довольно велики и могут достигать 2.5–3 и даже 5–8‰/м. Интересно отметить, что зимой вертикальное распределение температуры воды сходно с распределением солёности: в поверхностном слое находится более холодная речная вода, в придонном — более теплая (в это время года) морская вода.

Распространение клина осолоненных вод в дельту и на устьевой участок реки исследовано по результатам измерений в 1970–1975 гг. [40]. Выявлено, что при сезонных изменениях расхода воды на г/п Хоп от 850 до 9000 м³/с вершина клина смещается вдоль рек. Главного на 22 км. На основе приведенных в [40] данных автором настоящей статьи были получены следующие соотношения между расходом воды Q и дальностью распространения клина осолоненных вод L_S : величинам Q

0.5, 1, 2, 3, 4, 6, 8 и 10 тыс. м³/с соответствуют величины L_S 31.0, 26.0, 22.0, 19.0, 16.5, 12.5, 8.5 и 4.5 км.

При наблюдениях [40] зафиксирована предельная величина L_S — 31 км. Однако величина L_S чаще составляет ~20 км, поскольку именно на таком расстоянии от устьевого створа находится повышение дна рукава, которое должно служить препятствием для распространения клина осолоненных вод вверх по течению (рис. 5).

При очень малом стоке и во время сизигии осолоненные воды могут проникать в устье Фрейзер по типу частичного перемешивания.

МАКРОПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ РЕК

Устье р. Колумбии

Устьевая область Колумбии относится к полужакрытому (эстуарному) бездельговому приливному типу (рис. 1д). Приливные колебания уровня в районе устьевого створа составляют в среднем 4.0 м (5 м в сизигию и 3 м в квадратуру). Поэтому эстуарий Колумбии относится к макроприливным.

В процессах смешения речных и морских вод четко выражены несколько разнородных временных масштабов: многолетний, в основном связанный с естественными и антропогенными изменениями речного стока; сезонный, обусловленный внутригодовыми колебаниями стока воды; приливный полумесячный и приливный полусуточный, связанные соответственно с полумесячными — фазовыми (сизигия–квадратура) и полусуточными (прилив–отлив) приливыми изменениями уровня.

Наблюдения за придонной солёностью S на г/п Тенси в пределах эстуария (13 км от устьевого створа) в 1996–1998 гг. [24] показывают, что осредненные за приливный цикл величины S в целом повторяют колебания расходов воды в нижнем бьефе плотины Бонвилл (235 км от устья эстуария). Минимальная величина S (4–7‰) отмечалась в период половодья, максимальная (21–24‰) — в меженные периоды (поздней осенью), в квадратуру, когда вертикальное перемешивание ослабевает и проникновение осолоненных вод в эстуарий выражено сильнее.

Результаты съемок поля S в устье Колумбии в различные фазы режима реки (половодье — межень) и при различных приливных условиях (сизигия — квадратура, ПВ — МВ), приведенные в [26] (рис. 5), позволили автору настоящей статьи [10] выявить основные типы стратификации вод в нижнем и верхнем районах зоны смешения речных и морских вод. Результаты расчета макси-

Таблица 3. Характеристики степени стратификации вод в эстуарии и на устьевом участке Колумбии при типичных гидрологических ситуациях, по данным наблюдений [26] (числитель – нижний, знаменатель – верхний по течению район зоны смешения)

Приливные условия		$\Delta S_{\text{макс}}/h, \text{‰/м}$	$\Delta S/h, \text{‰/м}$	n	$\Delta S_{\text{макс}}/\Delta L \text{‰/км}$
Межень					
Квадратура	ПВ	$\frac{2.5}{2.8}$	$\frac{1.6}{1.7}$	$\frac{1.5}{1.8}$	$\frac{1.2}{1.7}$
		$\frac{1.9}{0.6}$	$\frac{1.1}{0.5}$	$\frac{0.9}{1.7}$	$\frac{2.1}{0.6}$
Сизигия	ПВ	$\frac{0.06}{0.7}$	$\frac{0.06}{0.6}$	$\frac{0.3}{0.9}$	$\frac{0.25}{0.8}$
		$\frac{0.3}{0.07}$	$\frac{0.3}{0.07}$	$\frac{1.0}{1.0}$	$\frac{1.0}{0.45}$
Половодье					
Сизигия	ПВ	$\frac{3.3}{1.8}$	$\frac{1.6}{1.7}$	$\frac{1.2}{1.9}$	$\frac{1.0}{2.7}$

мальных градиентов $\Delta S_{\text{макс}}/\Delta h$ в слое скачка и полных вертикальных градиентов $\Delta S/h$ по всей глубине приведены в табл. 3. Определен также параметр стратификации n . Кроме того, рассчитаны максимальные горизонтальные градиенты $\Delta S_{\text{макс}}/\Delta L$, где ΔL – горизонтальные расстояния между изогадинами, км.

Сделаны следующие выводы [10]: 1) длина зоны смешения речных и морских вод в устье Колумбии наибольшая – в межень, квадратуру и ПВ; она уменьшается в половодье и МВ; при одном и том же расходе воды реки в квадратуру она протяженнее, чем в сизигию; 2) степень стратификации вод в межень при квадратурных приливах существенно больше, чем при сизигийных, когда вертикальное перемешивание вод сильнее; в квадратуру смешение речных и морских вод происходит по типу клина осолоненных вод, а в сизигию, как правило, – по типу частичного перемешивания; в половодье в устье Колумбии (всегда, при любых приливных условиях [26]) стратификация вод высокая; 3) при квадратурных приливах наибольшие горизонтальные градиенты S в моменты ПВ отмечаются в верхнем районе, а в моменты МВ – в нижнем.

Обработка имеющихся в [21, 26] данных о дальности проникновения осолоненных вод в устье Колумбии позволила автору [10] получить количественные оценки упомянутых выше зависимостей $L_S = f(Q)$ для четырех приливных условий: квадратурного прилива и ПВ, квадратурного прилива и МВ, сизигийного прилива и ПВ, сизи-

гийного прилива и МВ. Соответствующие четыре зависимости L_S , км, от Q , м³/с, у плотины Бонвилл получены в линейной форме (в скобках указан коэффициент корреляции): $L_S = -0.0019Q + 54.9 (0.924)$; $L_S = -0.0022Q + 48.1 (0.996)$; $L_S = -0.0014Q + 47.7 (0.994)$; $L_S = -0.002Q + 34.2 (0.982)$.

Результаты расчета L_S по этим зависимостям приведены в табл. 4. Наибольшая L_S отмечается в низкую межень, при квадратурных приливах и в момент высокой ПВ (точнее, как во всех приливных устьях, – в момент смены приливных течений на отливные немного позже ПВ). В эстуарии Колумбии максимальная величина L_S составляет, по-видимому, ~55 км. Наибольшие измеренные величины L_S зафиксированы во время квадратурных приливов в высокую ПВ 16–18 октября 1980 г. ($L_S = 52.5$ км, $Q = 3800$ м³/с) [26], 6 октября 2000 г. ($L_S = 49.0$ км, $Q = 3400$ м³/с) и 15 мая 2001 г. ($L_S = 42.5$ км, $Q = 3160$ м³/с) [25].

Величины приливного смещения (tidal excursion), т.е. расстояния, на которые смещаются частички воды вдоль русла во время приливного цикла, приближенно оцененные по миграции фронта осолоненных вод в приливную и отливную фазы, в сизигийный прилив заметно больше, чем в квадратурный. В первом случае с увеличением расхода воды величина этого смещения возрастает с 15 до 22 км, во втором – с 7–8 до 11–13 км.

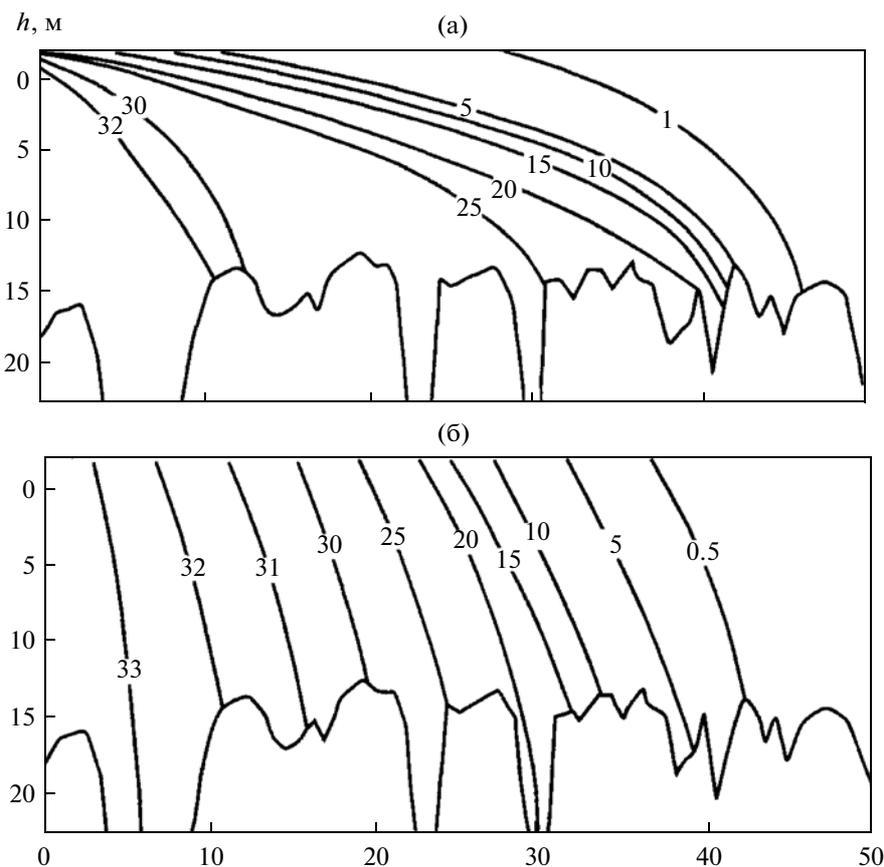


Рис. 5. Распределение солёности воды в устье Колумбии в межень, квадратурный прилив, ПВ (а) и в межень, сизигийный прилив, ПВ (б) в октябре 1980 г., по [26]. Числа у изолиний – значения солёности, ‰; h – глубина; L – расстояние от устьевого створа.

ГИПЕРПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ РЕК

Устье р. Сены

Устьевая область Сены включает в себя подверженные действию приливов устьевой участок реки, эстуарий и открытое устьевое взморье (часть бух. Сена в прол. Ла-Манш) (рис. 1е). Эстуарий Сены относится к гиперприливному, так как в

бух. Сена величина прилива составляет от 7 до 9 м [13].

По [16], измерения солёности воды, проведенные в 1955 и 1956 гг., показали, что осолоненные воды в межень проникали от устьевого створа эстуария вверх по течению на 70 км. К 1959 г. дальность L_S уменьшилась на 10–20 км. В 1970–1980-е гг. предел распространения осолоненных

Таблица 4. Приближенные значения предельной дальности проникновения осолоненных вод L_S , км, в эстуарий Колумбии в зависимости от Q реки у плотины Бонвилл и характера приливов, по данным наблюдений [10]

Характер приливов		Q , м ³ /с								
		2000	3000	4000	5000	6000	8000	10000	15000	20000
Квадратурный	ПВ	51.1	50.4	47.3	45.4	43.5	39.7	35.9	26.4	16.9
	МВ	43.7	41.5	39.3	37.1	34.9	30.5	26.1	15.1	4.1
Сизигийный	ПВ	44.9	43.5	42.1	40.7	39.3	36.5	33.7	26.7	19.7
	МВ	30.2	28.2	26.2	24.2	22.2	18.2	14.2	4.2	0

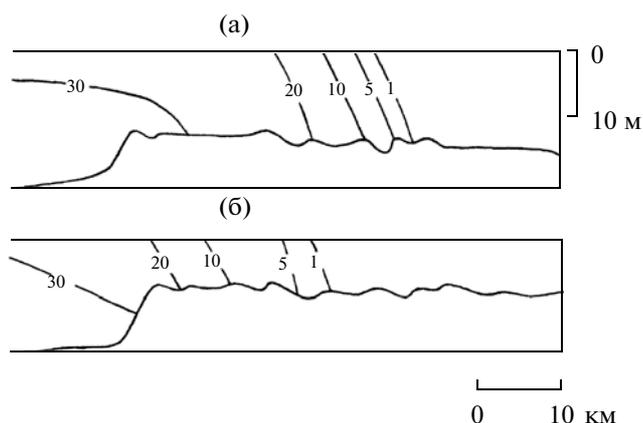


Рис. 6. Распределение солёности воды в устье Сены в межень, сизигийный прилив, ПВ (а) и МВ (б) в октябре 1978 г., по [16]. Числа у изолиний — солёность, ‰.

вод в Сену еще больше сместился вниз по течению, в основном, из-за удлинения направляющих молв в устье эстуария, а также вследствие уменьшения объема самого эстуария в результате занесения его боковых частей наносами. В конце 1970-х гг. осолоненные воды стали проникать в межень лишь на 40–50 км вверх по течению от устьевого створа, а в паводки — всего на 10–15 км [16].

В современной динамике зоны смешения речных и морских вод в процессе проникновения осолоненных вод и в эстуарий, и на устьевой участок Сены хорошо выражены три вида временной изменчивости (помимо упомянутой выше многолетней): а) сезонная, обусловленная колебаниями стока воды реки; б) приливная полумесячная, связанная с астрономическим циклом сизигия — квадратура; в) приливная полусуточная.

Так, в межень морская вода с солёностью $S > 30\text{‰}$ систематически проникает у дна в эстуарий. Расстояние от устья эстуария до изогалины 1‰ , характеризующей дальность распространения осолоненных вод, составляет в данном случае ~40 км и находится выше вершины эстуария. В паводки речная вода частично вытесняет соленые воды из эстуария; изогалина 1‰ находится от устья эстуария на расстояниях 12 км в поверхностном слое и 15 км в придонном. При повышенном стоке воды Сены вертикальные градиенты солёности (особенно в устье эстуария) больше, чем в межень.

Полусуточная приливная динамика зоны смешения речных и морских вод в сизигию следующая: осолоненная вода проникает у дна в эстуарий (рис. 6) и на устьевой участок реки на наи-

большее расстояние (~35 км от устьевого створа) через 2 ч после ПВ, т.е. приблизительно в момент смены течений с приливного на отливное. Наименьшее осолонение эстуария отмечается через 1 ч после МВ, т.е. приблизительно в момент смены отливного течения на приливное; в это время изогалина 1‰ у дна находится на расстоянии ~12 км от устья эстуария. Таким образом, в течение приливного цикла граница распространения осолоненных вод мигрирует вдоль русла на 23 км. В квадратуру зона такого смешения менее протяженная [16].

Для нижней и средней зон эстуария Сены величина параметра стратификации n составляет ~0.2–0.3 (межень) и <0.5 (паводок), что свидетельствует о том, что смешение речных и морских вод и их проникновение в эстуарий происходят по типу частичного перемешивания и умеренной стратификации. Выше по течению вертикальные градиенты солёности воды и величины параметра n еще меньше.

ПРЕДЕЛЬНАЯ ДАЛЬНОСТЬ ПРОНИКНОВЕНИЯ ОСОЛОНЕННЫХ ВОД В УСТЬЯ РЕК МИРА

Сводка данных о масштабах опасного гидрологического явления — проникновения осолоненных вод в реки, дельты, эстуарии и об определяющих это явление факторах могла бы представлять не только общегеографический, но и практический интерес. К сожалению, в научной литературе такого обобщения пока не было сделано. Автор статьи попытался обобщить сведения о рассматриваемом явлении (табл. 5). При этом использованы как данные, полученные автором в своих исследованиях, так и литературные сведения, включая некоторые обобщающие работы по устьям рек [4, 22]. Основная часть приведенных в табл. 5 данных относится к межени речного режима и приливной фазе морского режима, т.е. к тем условиям, при которых дальность проникновения осолоненных вод в устья рек наибольшая.

Во многих случаях сильное проникновение осолоненных вод в устья рек, упомянутых в табл. 5, началось после проведения дноуглубительных работ на устьевых барах и на нижних участках рукавов дельт. Как следует из табл. 5, наибольшие величины L_S характерны для устьев рек, бассейны которых подвержены сильной засухе (Сенегал, Гамбия, Салум, Казаманс), для устьев крупных глубоких рек с малыми уклонами водной поверхности (Миссисипи), для устьев рек, подверженных действию приливов (Ганг и Брахмапутра, Нигер).

Таблица 5. Сведения о предельной дальности проникновения осолоненных вод L_S в устья рек мира (прочерк – отсутствие данных)

Устье реки	Средняя величина прилива $\Delta H_{пр}$, м	Преобладающий тип проникновения морских вод, согласно табл. 1	Критический расход воды $Q_{кр}$, м ³ /с	L_S , км
Дон	<0.1	III	—	15
Кубань	<0.1	III	—	10–15
Дунай				
рук. Сулинский	<0.1	III	400–600*	20
рук. Прорва	<0.1	III	430*	17
Даугава (Западная Двина)	0.1	III	1000	28***
Яна (рук. Главное Русло)	0.2	III	570*, 13400	60**
Рона				
рук. Б. Рона	0.2	III	1300	30**
рук. М. Рона	0.2	III	1500	15**
Тибр (рук. Фьюмара-Гранде)	0.3	III	870	8.8**
Миссисипи	0.4	III	—	240
По (рук. Пила)	0.6	III	2400	8.1
Печора	0.8	III	2000	10
Северная Двина	1.1	II, III	10000	45
Сенегал	1.4	II, III	500–600	330****
Салум	1.4	II, III	—	250
Гамбия	1.7	II, III	—	290
Казаманс	1.7	II, III	—	260
Рейн (Роттердамский водный путь)	1.7	II, III	—	30
Ориноко (рук. Рио-Гранде)	1.8	III	—	50–60
Нигер	1.8	II, III	—	100
Инд	2.0	II	—	30
Красная (Хонгха)	2.1	III	—	24
Меконг	2.2	I, II	—	40–50
Онега	2.4	II, III	1000	10
Фрейзер	3.0	II, III	—	31
Чаупхря	3.0	I, II	—	50
Ганг–Брахмапутра				
рук. Хугли	3.2	II, III	—	180
рук. Горай	3.2	II, III	—	130
рук. Нижняя Мегхна	3.2	II, III	—	100
Колумбия	3.5	II, III	—	55***
Иравади	4.5	II	—	70
Темза	5.0	I	—	67
Мезень	7–8	I, II	—	33
Сена	7–9	I, II	—	40–50

* $Q_{кр}$ – для рукавов (в остальных случаях $Q_{кр}$ – для всей реки).** L_S ограничена мелководным перекатом.*** L_S ограничена плотиной.**** L_S до сооружения плотины Диамы (1986 г.) в 50 км от океана, позже L_S ограничена этой плотиной.

ВЫВОДЫ

Проникновение (интрузия) морских вод в устья рек представляет собой опасное гидрологическое явление, наносящее вред пресноводной биоте, населению и хозяйству устьевых районов. Начиная со второй половины XX в. негативное воздействие этого явления усилилось, что объясняется глобальными изменениями климата, увеличением хозяйственного потребления водных ресурсов рек, ростом населения и развитием экономики устьевых районов. В настоящее время устья рек становятся одними из наиболее уязвимых с экологической точки зрения природных объектов на планете, в частности вследствие усиления воздействия на них морских соленых и осолоненных вод. Эти процессы, к сожалению, изучены пока недостаточно. В статье сделан обзор состояния изученности этой проблемы с гидролого-географических позиций. Рассмотрены теоретические и эмпирические подходы к ее решению. Рассмотрено влияние на процессы интрузии речных и морских гидрологических условий. На конкретных примерах показаны особенности процесса проникновения морских вод в устья рек разного типа. Выявлено, что дальность проникновения морских вод в устья рек тем больше, чем меньше расход воды реки (рукава дельты), чем больше глубина русла, соленость морской воды, величина прилива. Установлено, в частности, что в приливных устьях рек эта дальность, как правило, наибольшая в межень и приливную фазу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 394 с.
2. Гидрология дельты Дуная / Под ред. Михайлова В.Н. М.: ГЕОС, 2004. 448 с.
3. Зырянов В.Н. Гидродинамика соленостного клина // Вод. ресурсы. 1987. № 6. С. 107–125.
4. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во МГУ, 1998. 176 с.
5. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Закономерности воздействия повышения уровня моря на гидрологический режим и морфологическое строение речных дельт // Вод. ресурсы. 2010. Т. 37. № 1. С. 3–16.
6. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Приливы и штормовые нагоны в эстуарии Темзы // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 4. С. 351–366.
7. Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Рец Е.П. Взаимодействие речных и морских вод и формирование дельты в приливной устьевой области р. Фрейзер (Канада) // Вод. ресурсы. 2007. Т. 34. № 5. С. 604–619.
8. Михайлова М.В. Гидрологический режим и особенности формирования дельты р. По // Вод. ресурсы. 2002. Т. 29. № 4. С. 405–415.
9. Михайлова М.В. Взаимодействие приливов и нагонов в устье р. Эльбы // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 3. С. 283–296.
10. Михайлова М.В. Гидролого-морфологические процессы в устьевой области р. Колумбии (США) и их изменения под воздействием крупномасштабных гидротехнических мероприятий // Вод. ресурсы. 2008. Т. 35. № 2. С. 147–165.
11. Михайлова М.В. Беллотти П., Валери П., Тортора П. Проникновение морских вод в устье Тибра // Вод. ресурсы. 1999. Т. 26. № 6. С. 757–764.
12. Михайлова М.В., Исупова М.В. Гидрологический режим дельты р. Роны и динамика ее морского края // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 6. С. 643–654.
13. Михайлова М.В., Исупова М.В. Динамика вод и наносов в эстуарии и на устьевом участке р. Сены // Вод. ресурсы. 2007. Т. 34. № 1. С. 41–55.
14. Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы / Под ред. Коротаева В.Н., Михайлова В.Н., Чалова Р.С. М.: ГЕОС, 1998. 211 с.
15. Повалишников Е.С. Смещение речных и морских вод в устьях рек. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1995. 26 с.
16. Avoine J., Allen G.P., Nichols M. et al. Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man-made modifications on estuary – shelf sedimentology // Marine Geology. 1981. V. 40. № 1/2. P. 119–137.
17. Climate Change 2007. Synthesis Report. Summary for Policymakers // www.ipcc.ch
18. Dyer K.R. Coastal and estuarine sediment dynamics. N.Y.: Wiley Intersci. Publ., 1986. 342 p.
19. Dyer K.R. Estuaries. A Physical Introduction. Chichester: John Wiley and Sons, 1997. 195 p.
20. Dyer K.R., New A.L. Intermittency in estuarine mixing // Estuarine variability. N.Y.: Acad. Press, 1986. P. 321–339.
21. Gelfernbaum G. Suspended-sediment response to semi-diurnal and fortnightly tidal variations in a mesotidal estuary: Columbia River, USA // Marine Geology. 1983. V. 52. № 1–2. P. 39–57.
22. Guidelines on the study of seawater intrusion into rivers. Studies and reports in hydrology. Paris: UNESCO, 1991. № 50. 138 p.
23. Hansen D.V., Rattray M. New dimensions in estuary classification // Limnol. and oceanogr. 1966. V. 11. № 3. P. 319–326.
24. http://www.ese.ogi.edu/~djay/cr_fr/cr_fraser.html
25. http://www.ldeo.columbia.edu/~orton/salt_intrusion.html
26. Jay D.A., Smith J.D. Circulation, density distribution and neap-spring transitions in the Columbia River Estuary // Progr. Oceanog. 1990. V. 25. P. 81–112.
27. Ketchum B.H. Estuarine characteristics // Estuaries and enclosed seas. Amsterdam; Oxford; N.Y.: Elsevier, 1983. V. 26. P. 1–14.

28. *Nelson B.W.* Hydrography, sediment dispersal, and recent historical development of the Po River delta, Italy // Deltaic Sedimentation. Modern and Ancient. Tulsa, 1970. P. 152–184.
29. *Officer Ch.B.* Physical oceanography of estuaries (and associated coastal waters). N.Y.: Wiley Intersci. Publ., 1976. 465 p.
30. *Officer Ch.B.* Physics of estuarine circulation // Estuaries and enclosed Seas. Amsterdam e.a. 1983. P. 15–41.
31. *Pritchard D.W.* Estuarine hydrography // Adv. Eco-phys. 1952. № 1. P. 243–280.
32. *Pritchard D.W.* Estuarine circulation patterns // Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. 1955. V. 81. № 717. P. 1–11.
33. *Pritchard D.W.* What is an estuary: a physical viewpoint // Estuaries. Washington: Am. Ass. Adv. Sci., 1967. Publ. 83. P. 3–5.
34. *Savenije H.H.G.* Salinity and tides in alluvial estuaries. Amsterdam: Elsevier, 2005. 147 p.
35. *Savey P., Pommier M., Marvaud P.* Observations et mesures effectuées sur les coins salés du Grand et du Petit Rhône // La Houille Blanche. 1972. № 2–3. P. 151–162.
36. *Shiff J.B., Shonfeld J.C.* Theoretical consideration on the motion of salt and fresh water // Proc. Minn. Inter. Hydr. Conf. IAHR. Minneapolis, 1953. P. 321–333.
37. *Simmons H.B.* Some effects of upland discharge on estuarine hydraulics // Proc. Amer. Soc. Civil Eng. 1955. № 81. P. 1–20.
38. *Tabata S., Le Brasseur R.* Sea water intrusion into the Fraser River and its relation to the incidence of shipworms in Steveston Cannery Basin // J. Fish. Res. Bd. Canada. 1958. V. 15. № 1. P. 91–113.
39. *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.
40. *Ward P.R.B.* Seasonal salinity changes in the Fraser River Estuary // Can. J. Civ. Eng. 1976. V. 3. № 2. P. 342–348.